

**Kombination von Kapazitiver Geoelektrik und Georadar
zur Bestimmung der Sedimentarchitektur
im Orchontal, Mongolei**

von
Sonja Mackens

Diplomarbeit

im
März 2010

angefertigt am

Lehrstuhl Applied Geophysics and Geothermal Energy
E.ON Energy Research Center
Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen

Berichter:

Prof. Dr. Christoph Clauser
Dr. Norbert Klitzsch

Erklärung

Ich versichere, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Aachen, den 10. März 2010

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Projektbeschreibung.....	1
1.2	Zielsetzung.....	2
1.3	Thematischer Aufbau	2
2	Geographie und Klima der Mongolei	3
2.1	Geographisch-geologischer Überblick	3
2.2	Klima und Permafrost	6
2.3	Einführung in das Arbeitsgebiet	10
3	Methoden	15
3.1	Kapazitive Geoelektrik	15
3.2	Georadar	23
4	Geländearbeit	33
4.1	Lage der Transsekte	33
5	Datenverarbeitung	37
5.1	Geoelektrik	37
5.1.1	Aufbereitung.....	37
5.1.2	GPS-Koordinaten Zuweisung	39
5.1.3	Fehlerschätzung für den tiefsten Sensor.....	40
5.1.4	Inversionsmethoden	42
5.2	Georadar	42
5.2.1	Aufbereitung.....	43
5.2.2	GPS-Koordinaten Zuweisung	45
5.2.3	Geschwindigkeitsanalyse.....	45
5.2.4	Bestimmung der Dielektrizitätskonstante und Bodenfeuchte.....	48
6	Auswertung	49
6.1	Messergebnisse	49
6.2	Bestimmung der Frostgrenze mit Geoelektrik und Georadar	51

6.3	Transsekt A.....	53
6.3.1	Geophysikalische Klassifizierung.....	53
6.3.2	Lithologische Einordnung.....	55
6.3.3	Interpretation	73
6.4	Transsekt B	75
6.4.1	Geophysikalische Klassifizierung.....	76
6.4.2	Lithologische Einordnung.....	78
6.4.3	Interpretation	82
6.5	Ergebnis von Transsekt A und B.....	84
7	Vergleich mit Landschaftsklassifizierung	89
8	Schlussfolgerung und Ausblick.....	97
9	Anhang.....	101
	Literaturverzeichnis	155
	Abbildungsverzeichnis	161
	Tabellenverzeichnis.....	165
	Danksagung.....	167

1 Einleitung

1.1 Projektbeschreibung

Das Forschungsprojekt „Geoarchäologie in der Steppe - Zur Rekonstruktion von Kulturlandschaften im Orchontal, Zentrale Mongolei“ wird vom Fachbereich Vor- und Frühgeschichtliche Archäologie der Universität Bonn geleitet. Das Projekt ist ein Verbund zwischen fünf verschiedenen Fachbereichen, bei dem die Universität Bonn die archäologischen Fundplätze detailgerecht ausarbeitet und die Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen (RWTH) die geophysikalischen Messungen durchführt. Die Freie Universität Berlin (FU) ist im Rahmen des Projektes für die geographische und die geomorphologische Charakterisierung der Landschaft zuständig, während die Universität Jena geomagnetische Messungen durchführt und das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt hochauflösende Satellitenbilder erstellt. Das Projekt wird maßgeblich vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) finanziert.

Im Rahmen des Projektes werden seit Juli 2008 Besiedlungsmuster im Orchontal in der zentralen Mongolei unter Berücksichtigung naturräumlicher Faktoren, des Klimawandels im Holozän und anthropogen verursachter Umweltveränderungen bearbeitet. Das Flusstal des Orchon entwickelte sich zu einer der wichtigsten Siedlungsregionen innerhalb des Steppengürtels. Somit ist dieser Raum prädestiniert für die Erforschung von Mensch-Umwelt- und Stadt-Umland-Beziehungen. Durch die bisherigen Feldkampagnen ist eine systematische Prospektion der archäologischen Fundstellen durch die Universität Bonn erfolgt. Bohrkerne wurden entlang eines Transsektes durch das mittlere Orchontal zur Analyse der oberflächennahen Sedimente gewonnen (Freie Universität Berlin). Ein weiterer Arbeitsschwerpunkt ist die Ausarbeitung der naturräumlichen Beschreibung und Charakterisierung der Umgebung der archäologischen Fundplätze.

1.2 Zielsetzung

Die Diplomarbeit zum Thema „Kombination von Kapazitiver Geoelektrik und Georadar zur Bestimmung der Sedimentarchitektur im Orchontal, Mongolei“ wird mit Hilfe der geophysikalischen Methoden Kapazitive Geoelektrik und Georadar die Prospektion großflächiger Areale unterstützten. Die Sedimentarchitektur wird auf zwei Transsekten, die das mittlere Orchontal queren, analysiert. Die Auswertung der Messergebnisse soll mit Hilfe des Vergleiches beider Methoden zu einer geophysikalischen und sedimentologischen Klassifizierung der kompletten Profile führen. Die von der FU Berlin analysierten Bohrkerne unterstützen die lithologische Einordnung der geophysikalischen Messergebnisse, um eine vollständige sedimentologische Interpretation der Transsekte zu erzielen.

1.3 Thematischer Aufbau

Im Rahmen der Diplomarbeit wurden geophysikalische Daten im Gelände gemessen, bearbeitet und hinsichtlich sedimentologischer Fragestellungen interpretiert.

Die Einleitung beschreibt das Projekt, in dessen Rahmen die Studie verfasst wurde sowie die Motivation. Im zweiten Kapitel werden die geologischen und geographischen Rahmenbedingungen in der Mongolei und im Arbeitsgebiet erläutert. Es folgen die theoretischen Grundlagen der beiden Messverfahren in Kapitel 3 und die Beschreibung der Geländearbeit in Kapitel 4. Das fünfte Kapitel beinhaltet die Datenauswertung unter Verwendung spezieller Software.

Im Kapitel 6 erfolgt die Auswertung mit der Interpretation, während das Ergebnis in Kapitel 7 mit der Landschaftsklassifizierung verglichen wird, die von der FU Berlin erstellt wurde. In der Schlussfolgerung wird das erlangte Ergebnis der Studie kritisch bewertet.

2 Geographie und Klima der Mongolei

2.1 Geographisch-geologischer Überblick

Die Mongolei, deren Hauptstadt Ulan Bator im Nordosten liegt, ist der am dünnsten besiedelte Staat der Welt. Der zwischen Zentral- und Ostasien gelegene Binnenstaat mit den Koordinaten $88^{\circ}00'$ und $120^{\circ}00'E$ und $41,5^{\circ}00'$ und $52^{\circ}00'N$ grenzt im Norden an Russland und im Süden an die Volksrepublik China. Das Arbeitsgebiet liegt im Tal des Orchon, eines der längsten Flüsse der Mongolei, zwischen $47^{\circ}00'$ bis $47^{\circ}53'N$ und $102^{\circ}15'$ bis $103^{\circ}08'E$ (Abb. 1).

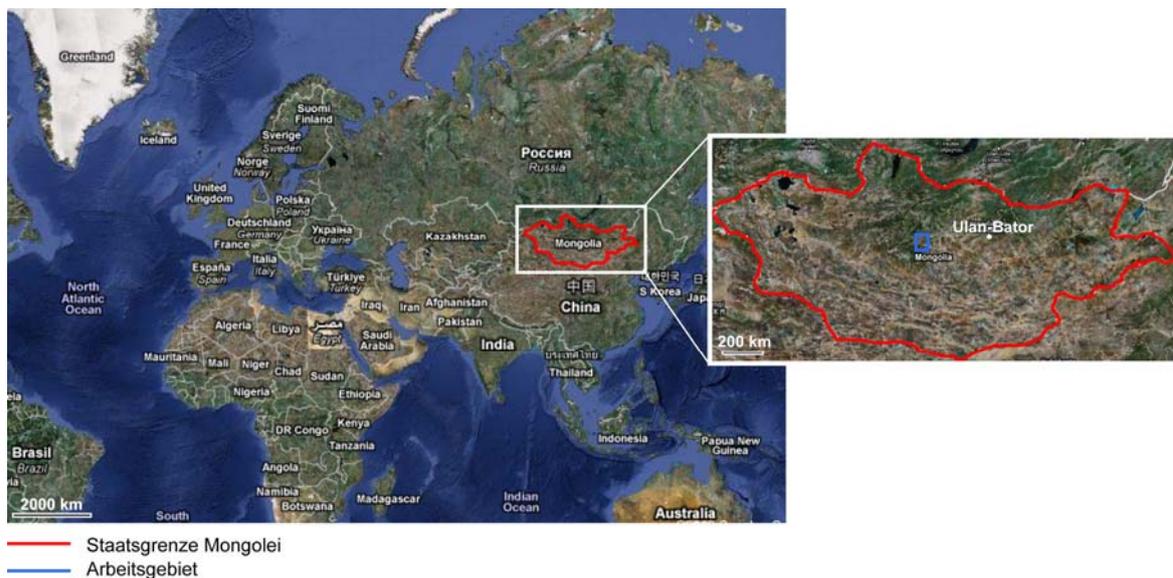


Abb. 1: Lage der Mongolei (links) und Lage des Arbeitsgebietes (blaues Rechteck rechts).
(Kartengrundlage: Satellitenbild aus Google Earth¹, Stand 10.10.2009).

Die Mongolei ist von einer komplexen Geologie geprägt. Sie darf nicht isoliert betrachtet werden, sondern im Zusammenhang mit der geologisch-tektonischen Entwicklung Asiens. Sie ist Teil des Zentralen Asiatischen Gebirgsgürtels, der dem jung gefalteten

¹ <http://earth.google.de>

Gebirgssystem angehört. Durch die Drift der indischen Platte seit der Kreidezeit (vor ca. 145,5 Ma bis 65,5 Ma Jahren) Richtung eurasischer Platte, zu deren Kollision es im Tertiär (vor ca. 65 Ma bis ca. 2,6 Ma Jahren) kam, wurden die Sedimente der Tethys aufgefaltet (Grötzbach & Röhl, 1981). Nördlich des tertiären Faltengebirges liegen die Gebirge älterer kaledonischer und variszischer Gebirgsbildungsphasen. Während der alpidischen Orogenese kam es zur erneuten Hebung. Der Faltengebirge ist von drei Kratonen umgeben (Abb. 2 A). Die Gebirge ordnen sich ebenfalls bogenförmig um den sibirischen Kraton bzw. Block an (Abb. 2 B). Sie werden verschiedenen Faltungszonen zugeordnet, deren Gesteine im Alter von Norden nach Süden abnehmen. Im Norden findet man unter anderem Gneise und Schiefer aus dem Präkambrium - Kambrium. Im Bereich des Changai-Gebirges im Westen und im Zentrum der Mongolei sowie südlich des Arbeitsgebietes sind Intrusivgesteine aus Perm, Trias und Jura freigelegt, meist Granite. In der Wüste Gobi sowie in der Ostmongolei dominieren Sedimente aus Jura und Kreide (Thiel, 1958).

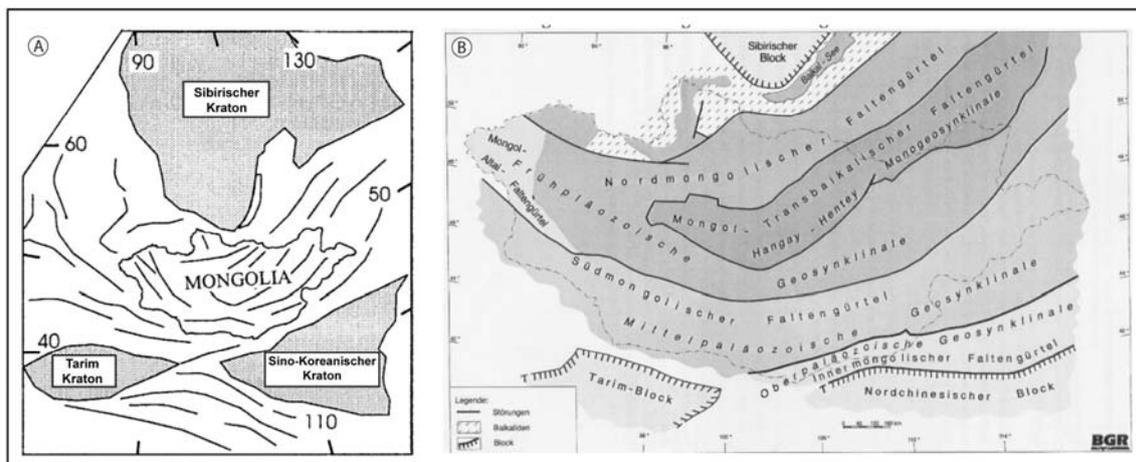


Abb. 2: (A) Die Karte zeigt die Mongolei, grobe strukturelle Trends und die benachbarten präkambrischen Kratone (aus Badarch et al., 2002). (B) Bildung von Faltengebirgen zwischen den Kratonen (aus Blight et al., 2007).

Das Relief der Mongolei gehört naturräumlich zum transbaikalischen Gebirgssystem (Murzaev, 1954). Die mittlere Landeshöhe beträgt 1580 m ü. NN. Nach Murzaev (1954) lässt sich die Landschaft der Mongolei anhand von geomorphologischen Kriterien in verschiedene Regionen unterteilen: Das Changai-Gebirge, das Chentii-Gebirge, die Gebirgsketten des Gobi – Altai und des Mongolischen Altai, dessen höchster Gipfel eine Höhe von 4.374 m erreicht. Außerdem die eben bis wellige Hochebene der Ostmongolei mit einer mittleren Höhe von 800 m - 1.100 m und die Wüsten und Wüstensteppen im Süden des Landes. Das Arbeitsgebiet liegt im Tal am Fuße des Changai-Gebirges („Orkhon-Hangay“) (Abb. 3).

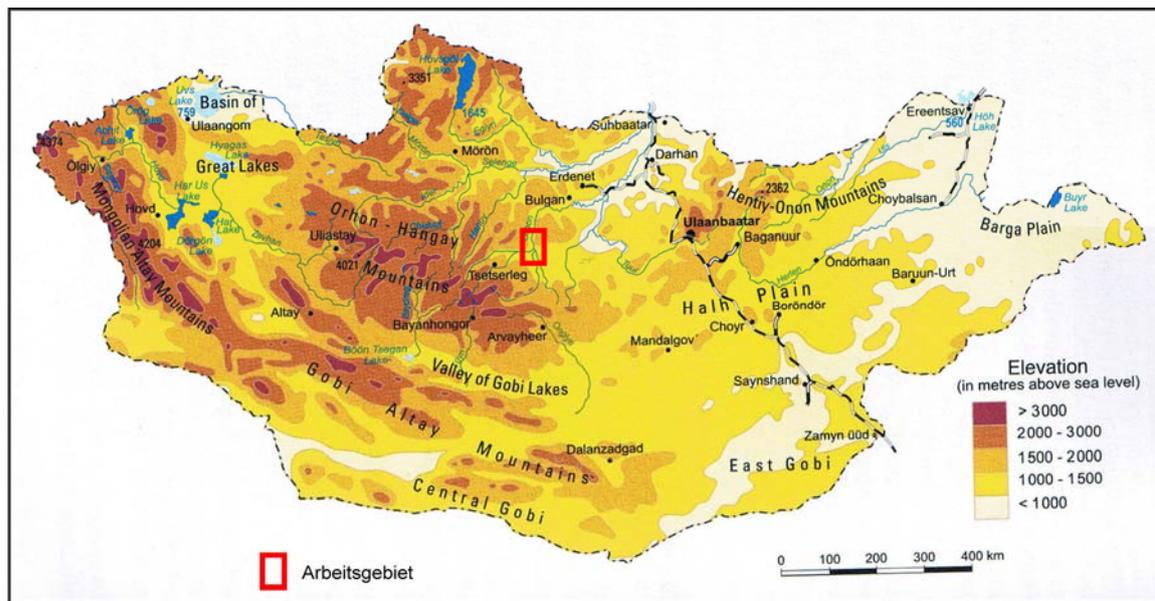


Abb. 3: Orographische Karte der Mongolei (aus Sodnom & Yanshin, 1990).

Die Mongolei bildet das Übergangsgebiet zwischen der sibirischen Taiga im Norden und den Wüsten Zentralasiens im Süden. Die Vegetation wird von verschiedenen Steppenarten dominiert, zu denen die Wüstensteppe, die Steppe, die Bergsteppe und die Waldsteppe gehören. Bergwälder und Taiga nehmen hauptsächlich den Norden ein, während im Südwesten die Wüste vorherrscht (Murzaev, 1954). Das Arbeitsgebiet liegt überwiegend in der Steppe.

Nach Zech & Hintermaier-Erhard (2002) dominieren in der Steppe humusreiche Böden der Kurzgrassteppe. Sie kommen als Lockersedimente wie Löss und lössartige Sedimente vor, aber auch als kalkreicher Geschiebelehm. Nur zehn Prozent der Landesfläche sind bewaldet. Für die Bodenbildung in der Mongolei gilt als dominierendes Ausgangsmaterial der Verwitterungsschutt der in den Gebirgen anstehenden Festgesteine. In der Mongolei ist die feuchteste Zeit während der stärksten Erwärmung. Die nur kurz andauernden Wärmeperioden bedingen eine starke biologische Aktivität, die durch eine hohe Primärproduktion von Biomasse gekennzeichnet ist. Ebenso führt dieses Klima zur Perkolation, was die mineralische Verwitterung sowie die Entkalkung fördert. In den trockenen Regionen, wie den Steppen im mittleren Orchontal, zieht die Perkolation hauptsächlich die Fällung von Kalziumkarbonat mit sich (Haase, 1983).

Während sich aufgrund der klimatischen Gegebenheiten und der geographisch bedingten kargen Böden kein Ackerbau entwickeln konnte, entstand stattdessen eine hoch spezialisierte Viehwirtschaft. Nur Getreide, Kartoffeln und Gemüse werden auf einer minimalen Fläche landwirtschaftlich genutzt. Fünf Tierarten werden in die nomadische Lebensweise integriert und liefern die aufeinander abgestimmten notwendigen Produkte:

Schaf (Wolle, Milch, Fleisch), Ziege (Fell, Milch), Yak (Milch, Leder, Fleisch), Pferd (Milch, Transport) und Kamel (Lasttransport).

Die Flüsse der Mongolei entspringen in den hohen Bergen Zentralasiens und entwässern in drei unterschiedliche Becken: in das Arktische Ozeanbecken im Norden, das Pazifische im Nordosten und in das Zentralasiatische Becken, das sich von Westen bis Südosten erstreckt (Davaa et al., 2006). Der Selenge, der in den Baikalsee mündet, ist der bedeutendste Fluss der Mongolei. In der Mongolei gibt es mehr als 3.000 Seen, die sich hauptsächlich in den inneren Becken des Landes befinden.

2.2 Klima und Permafrost

Die Mongolei zählt zum Hochland Zentralasiens. Klimatisch zählt es zu den winterkalten Steppenklimate der gemäßigten Breiten und wird somit von einem extrem ariden kalten Kontinentalklima geprägt, welches von langen trockenen Wintern und kurzen heißen Sommern gekennzeichnet ist. Die Lufttemperaturen unterliegen großen Schwankungen. Die mittleren Jahrestemperaturen im Winter liegen bei ca. -25 °C , während die mittleren Jahrestemperaturen im Sommer ca. 20 °C erreichen. Die Jahresdurchschnittstemperatur der Hauptstadt Ulan Bator liegt um den Gefrierpunkt (Barthel, 1988).

In Abb. 4 sind Klimadiagramme des 60 km südlich des Arbeitsgebietes gelegenen Hujirt abgebildet. Da die Temperaturen Einfluss auf die Bodentemperaturen nehmen und somit auf die Ergebnisse der geophysikalischen Messungen, wurden Diagramme mit aktuellen Tiefst- und Höchsttemperaturen im Mai erstellt (Abb. 4). Zu dieser Zeit gelangt der mongolische Raum in den Einflussbereich der Zyklone der Westwindzone der gemäßigten Breiten, was einen Temperaturanstieg zur Folge hat. Es treten erstmals im Jahr als minimale Tagestemperaturen Temperaturwerte über den Gefrierpunkt auf (vgl. auch Abb. A1), während die maximalen Temperaturen sogar Werte über 20 °C erreichen.

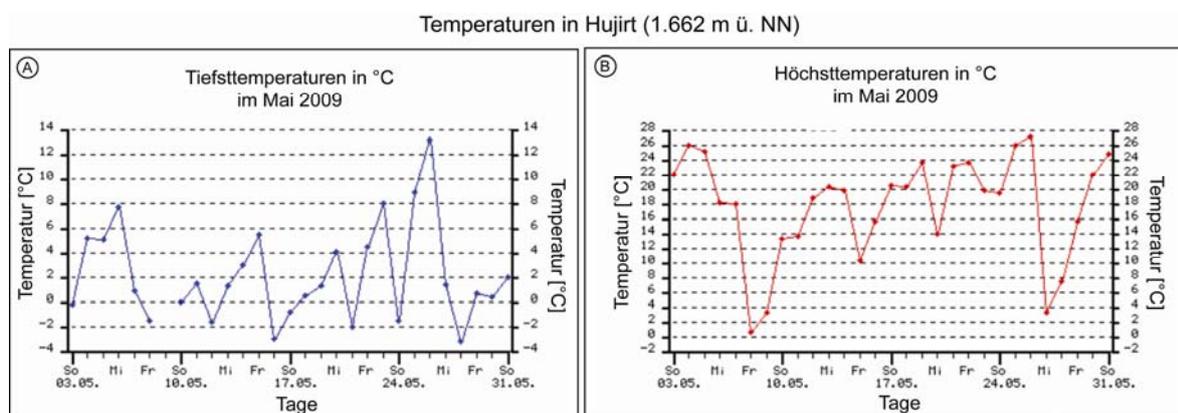


Abb. 4: Klimadiagramme aus Hujirt mit minimalen (A) und maximalen Temperaturen (B) im Mai 2009 (aus N. N., 2009 a).

Kälterückfälle treten jedoch immer wieder auf. Im Frühling herrschen weiterhin Frosttage aufgrund nächtlichen Strahlungsfrostes. In nördlichen Teilen kann noch bis Juni mit Frost gerechnet werden. Der Frühling wird durch einen raschen Temperaturanstieg, geringe Niederschläge, hohe Schwankungen zwischen positiven und negativen Temperaturen, eine geringe Luftfeuchtigkeit von ca. 20 % und starken Winden charakterisiert (Barthel, 1988). Die zu den Kleintromben gehörenden Sandhosen sind im Arbeitsgebiet keine Seltenheit (Abb. 5).



Abb. 5: (A – B) Sandhosen in der Steppe. (C) Sandhose in der Stadt Kharkhorin.

Die jährlichen Niederschläge variieren zwischen unter 400 mm im Norden (Gebirge) und unter 50 mm im Süden (Wüste Gobi). 80 % - 90 % der Niederschläge fallen in der Regenzeit zwischen Mai und September, nur 4 % - 10 % des jährlichen Niederschlages zwischen November und Mai.

Der Niederschlag und der damit zusammenhängende Wassergehalt im Boden sind relevant für die Auswertung der Messergebnisse der geophysikalischen Methoden, da sie den Sättigungsgrad der Poren im Gestein und damit die elektrische Leitfähigkeit stark beeinflussen. Abb. 6 zeigt die Niederschlagsmenge im 60 km südlich des Arbeitsgebietes gelegenen Hujirt (1.662 m ü. NN) während des sechsmonatigen Zeitraums vor der hier ausgewerteten geophysikalischen Messkampagne, welche im Mai stattfand. Wie aus dem Klimadiagramm ersichtlich, erfolgte die Messkampagne während der Trockenperiode bei maximalen 11 mm Niederschlag pro Tag.

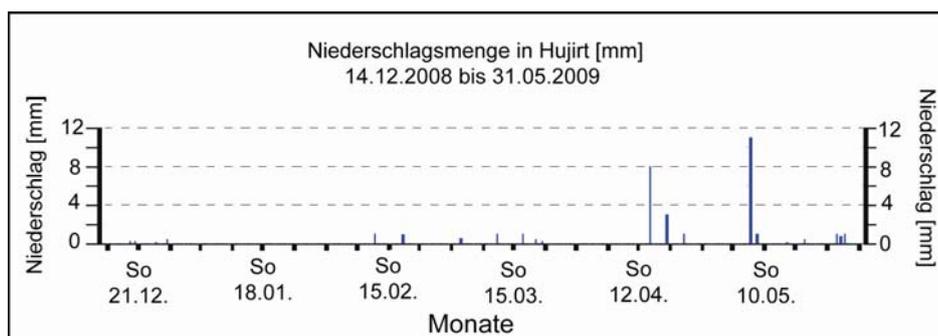


Abb. 6: Niederschlagsmenge zwischen 14.12.2008 und 31.05.2009 im ca. 60 km südlich vom Arbeitsgebiet gelegenen Hujirt (aus N. N, 2009 a)).

Die Mongolei liegt an der südlichen Grenze der asiatischen Permafrostgrenze. Permafrost kommt oberhalb von 43 °N vor. Je nach Verbreitung unterscheidet Batima (2006) sieben Permafrosttypen in der Mongolei (Abb. 7). In der zentralen Steppe der Mongolei, dem mittleren Orchontal, ist der sogenannte sporadische Permafrost verbreitet. Das bedeutet ein Jahresmittel über 0 °C und dass mehr als 10 % - 50 % der Fläche vom Permafrost unterlagert sind.

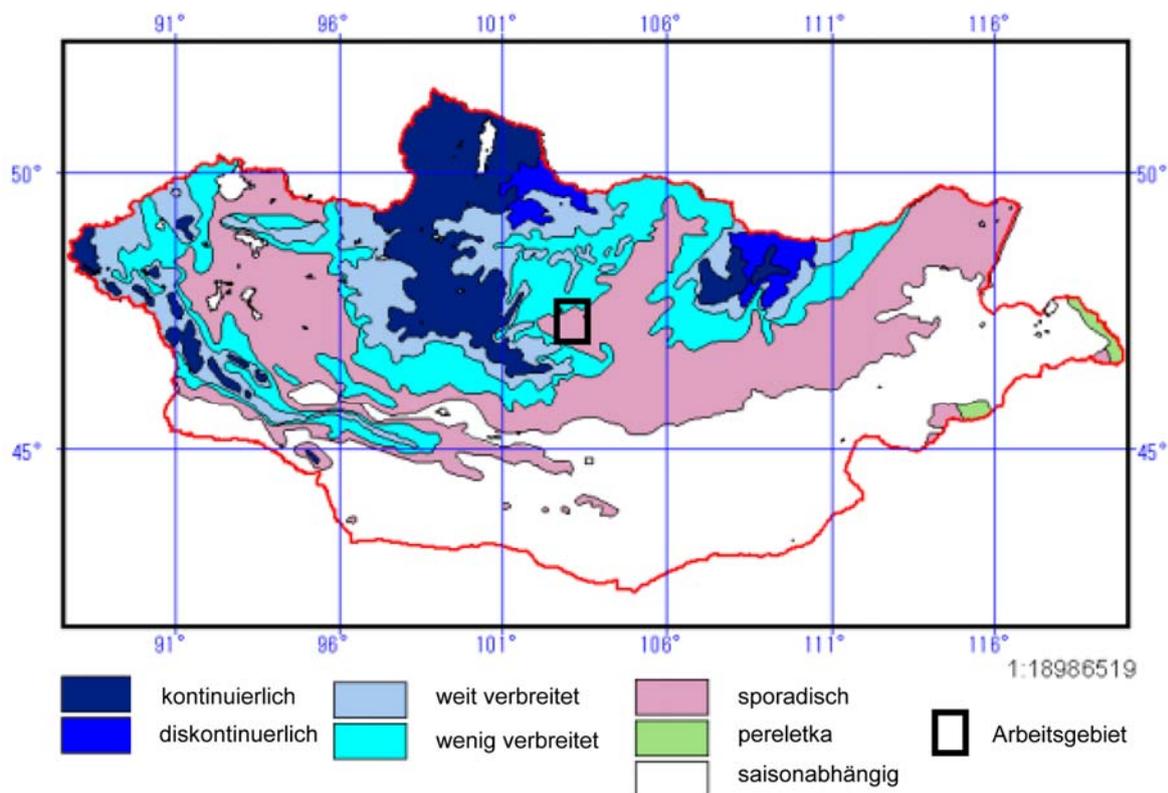


Abb. 7: Verteilung des Permafrostes in der Mongolei (aus Batima, 2006). Das Arbeitsgebiet liegt in der sporadischen Permafrostzone.

Charakteristisch für Permafrostböden ist die oberflächennahe Auftauschicht („active layer“), die den Permafrost überlagert und eine Mächtigkeit zwischen 15 cm und 4 m erreichen kann (Battogtokh et al., 2006; Strahler & Strahler, 2005). Oberhalb der Nullamplitude („ZAA = Zero annual amplitude“) wird der Gefrierpunkt durch jahreszeitliche Temperaturschwankungen überschritten, sodass es zum jahreszeitlich periodischen Auftauen der oberen Bodenhorizonte kommt (Stäblein, 1987). Darunter befindet sich die Permafrostoberkante, Permafrostspiegel („permafrost table“) genannt (Abb. 8).

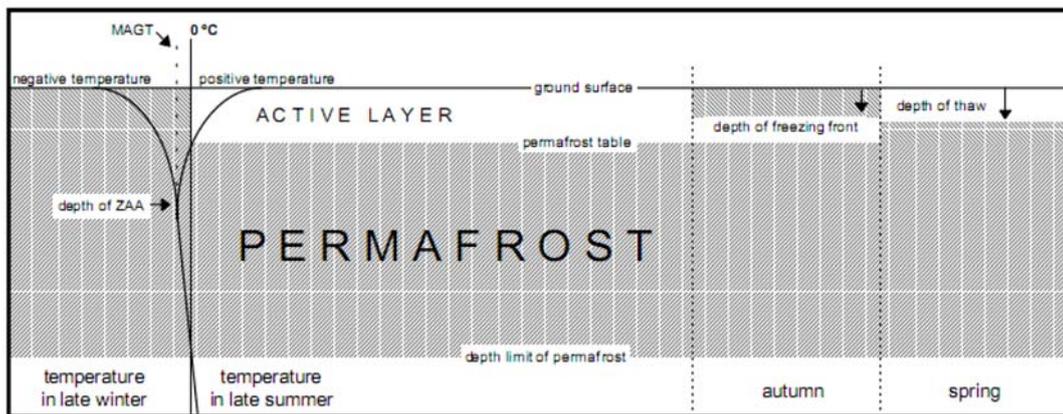


Abb. 8: Ein schematischer Querschnitt eines Permafrostbodens (aus King, 1984).

Abb. 9 zeigt das Temperaturmodell von Wu et al. (2009), welches in einer Bohrung in der 300 km östlich des Arbeitsgebietes gelegenen Nalaikh Senke gemessen wurde. Die Daten verdeutlichen das Eindringen der über dem Gefrierpunkt liegenden Durchschnittstemperaturen in den Erdboden beginnend im Mai, zur Zeit der Messungen. Während die Temperaturen im Mai ab einer Tiefe von 1,5 m unter dem Gefrierpunkt liegen und erst in 4 m Tiefe wieder Werte über 0 °C aufweisen, herrschen bis Ende des Jahres Temperaturen über dem Gefrierpunkt zwischen einer Tiefe von ca. 2,5 m und 4 m (vgl. auch Jadambaa et al., 2003).

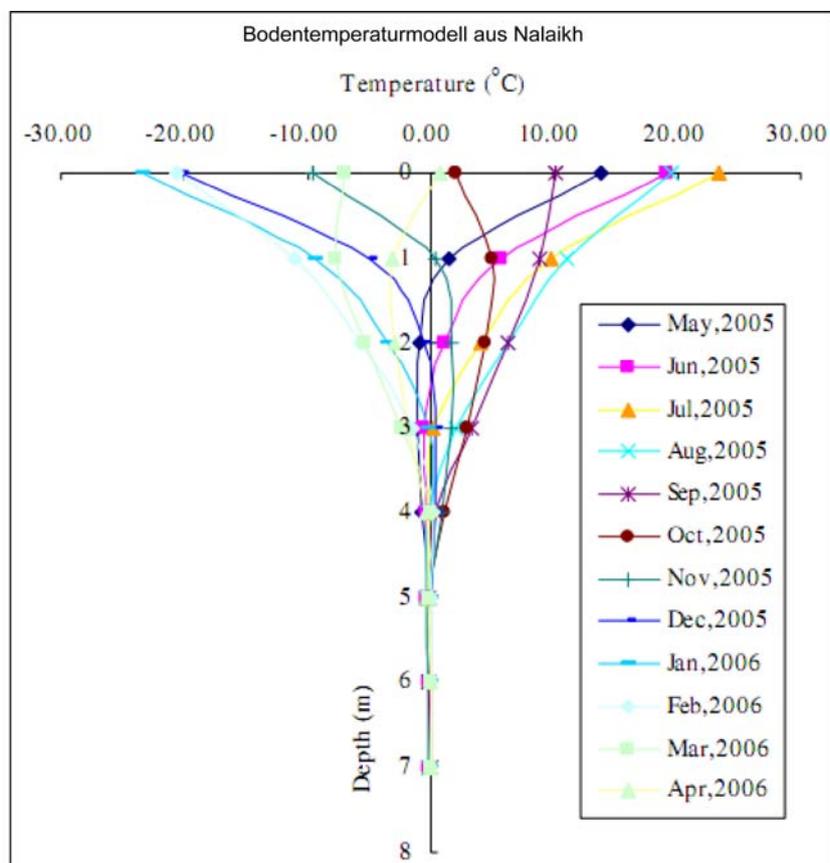


Abb. 9: Bodentemperaturen in Tiefenschnitten von 1 m. Gemessen in einer Bohrung in der Nalaikh Senke in monatlichen Messintervallen von Mai 2005 bis April 2006 (aus Wu et al., 2009).

Die Mongolei weist periglaziale Charakterzüge auf wie z. B. Palsenfelder, Bodenfließen (Solifluktion), Permafrost und Kryoplanation, also Landerosionen und Erhebungen durch starke Frostbildung sowie Auffrier-Hügel (Sykles et al., 2007). Diese im Arbeitsgebiet verbreiteten Aufwölbungen (Abb. 10) sind Folge der Frosteinwirkung und entstehen aufgrund der hohen Temperaturschwankungen, die zu einem permanenten Wechsel von Wasser zu Eis an der Oberfläche führen. Die dabei ständig entstehende Volumenab- und zunahme nimmt Einfluss auf den Boden. Gefrieren schluffig-tonige Bereiche im Boden schneller als gröberes Material, kommt es zu einer Volumenzunahme. Selbst unter einer Rasendecke im ebenen stärker durchfeuchteten Gelände entstehen die Eishügel bzw. die sogenannten Auffrier-Hügel („Hummocks“) von Fuß- bis Meterhöhe (Louis & Fischer, 1979).



Abb. 10: Durch Frosteintritt entstehende Hebungen, sogenannte Auffrier-Hügel, in Flussnähe (A – B) und (C) in der Steppe.

2.3 Einführung in das Arbeitsgebiet

Das auf einer Höhe zwischen 1.210 m ü. NN und 2.350 m ü. NN gelegene Arbeitsgebiet liegt im mittleren Orchontal der Zentralmongolei zwischen 47°38' und 47°66'N sowie zwischen 102°5' und 102°87'E und wird vom Fluss Orchon mit einer Länge von ca. 22 km durchflossen. Er weist eine Gesamtlänge von 1.124 km auf. Das nach ihm benannte Orchontal liegt am Fuße des Changai-Gebirges. Im Osten des Gebirges entspringt der Orchon (oberes Orchontal) und tritt im mittleren Orchontal aus dem Gebirge aus, wo ebenfalls die mittelalterliche und ehemalige Hauptstadt des Mongolenreiches Karakorum (heute: Kharkhorin) ca. 320 km westlich von Ulan Bator liegt (Abb. 11). Dort bildet er einen Schwemmfächer und geht in ein breitsohliges Tal über, das von Akkumulationsterrassen gegliedert wird, und fließt Richtung Baikalsee, der sich ca. 500 km nördlich von Kharkhorin befindet.



Abb. 11: Lage des Arbeitsgebietes im mittleren Orkhontal. (Kartengrundlage: Satellitenbild aus Google Earth², Stand: 12.10.2009) und das Flusstal des Orchon.

Die alluvialen Morphologien und Ablagerungen sind Produkte der komplexen Wechselwirkung zwischen Erosion und Ablagerung. Durch vertikale Einschnitte und lateraler Migration konnte sich die Morphologie des Flusses Orchon innerhalb geologischer Zeitabschnitte verändern. Diese starken Veränderungen drücken sich in der Verlagerung des Orchon innerhalb von 29 Jahren aus (Abb. 12). Die Verlagerung des Flusslaufes geschieht auf den pleistozänen Schotterfüllungen des Flusses, die aus gut bis sehr gut gerundeten Basaltschottern bestehen (Walther, 2005; Schwanghart, 2008).

Flüsse werden anhand ihrer Gerinnestruktur und ihrer Transportart der Sedimentfracht in verschiedene Flusstypen klassifiziert (z. B. Schumm, 1985). Beim Orchon handelt es sich um ein mäandrierendes Flusssystem mit einem geringen Gefälle und geringer Uferstabilität aufgrund widerstandsloser Grasflächen an den Ufern (Abb. 13). Flussverzweigungen und Dammflussverzweigungen durch Überflutungsereignisse kommen vor. Die jährliche Abflussmenge des Orchon liegt bei 15 m³/s (Davaa et al., 2006) und ist damit extrem gering. Die Abflussmenge der Rur beträgt ca. 20 m³/s, während der Rhein dagegen vor dem Delta eine Abflussmenge von 2.330 m³/s aufweist.

² <http://earth.google.de>

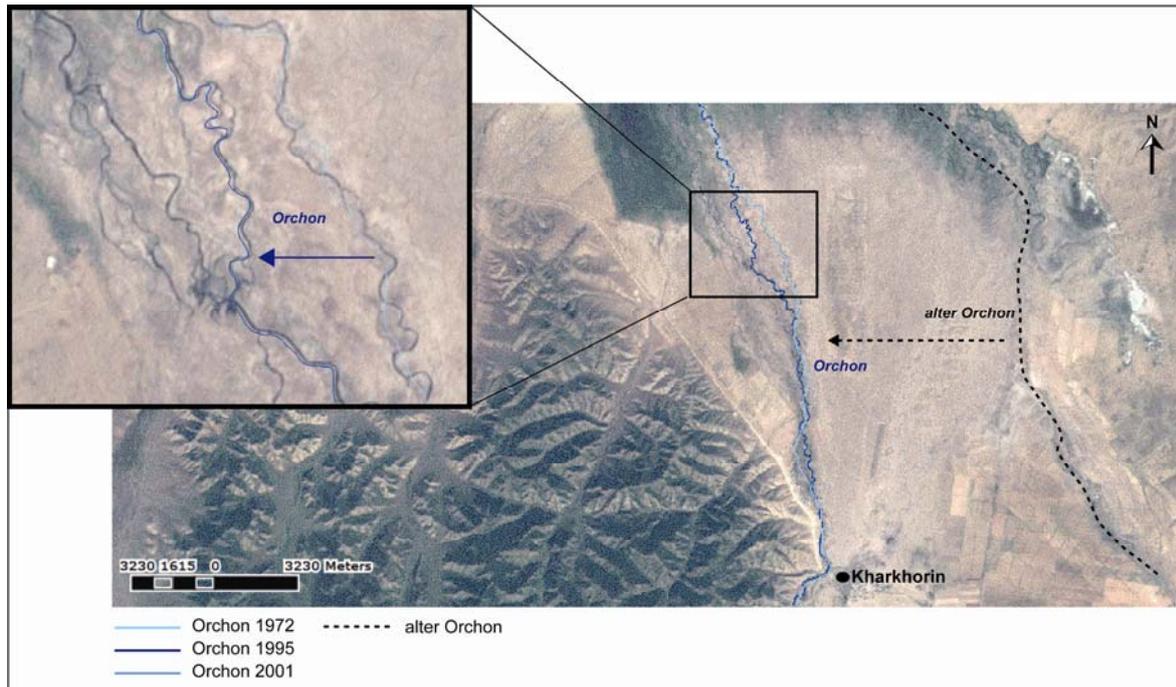


Abb. 12: Die Flussverläufe des Orchon im Zeitraum von 1972 bis 2001. Die schwarz gestrichelte Linie stellt den alten (nicht datierten) Orchon dar. (Kartengrundlage: Daten der Landsat-Satelliten MSS (Multispektral Scanner), TM (Thematic Mapper) und ETM (Enhanced Thematic Mapper), zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

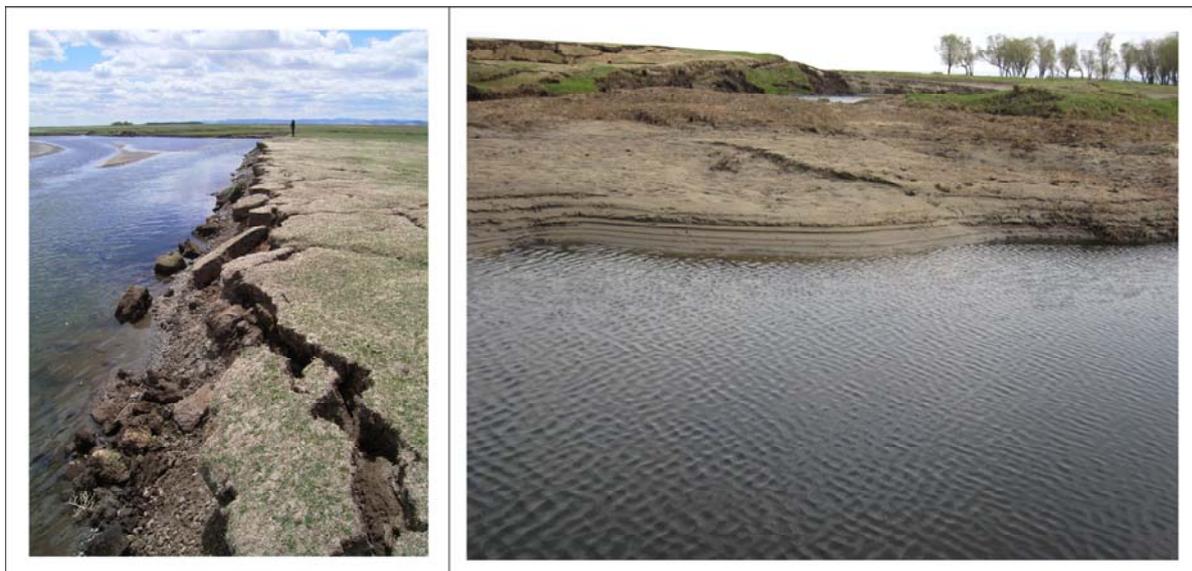


Abb. 13: Flussufer mit geringer Uferstabilität durch widerstandslose Grasflächen.

Die älteste geologische Einheit des Orchontals und seiner Umgebung besteht aus proterozoischen und kambrischen Gesteinsserien, die ca. 570 Ma bis ca. 225 Ma Jahren vor heute gebildet wurden. Neben devonischen Sedimenten treten permische Serien, vor allem aber karbonische Einheiten auf, welche den Gebirgskamm des Changai-Gebirges charakterisieren. Während der variszischen Gebirgsbildung entstand das Changai-Gebirge, wodurch postorogener Vulkanismus ausgelöst wurde. Plutone und Intrusiva bildeten sich und wurden exhumiert. Jüngere Gesteinsserien aus Trias und Jura findet

man nur in der Umgebung des Sees Ugii Nuur (Sodnom & Yanshin, 1990). Seit dem Tertiär kommt es durch tektonische Faltung zu intensivem Vulkanismus, wodurch es zu Ablagerungen von Flutbasalten im oberen Orchontal und im Bereich des Ugii Nuur kommt (Schwanghart, 2008). Das Arbeitsgebiet ist von einer quartären Sedimentbedeckung geprägt (vgl. Abb. A2).

Die Hochlagen des Changai-Hauptkammes waren noch während der Dryaseiszeit im Pleistozän vor 12.000 Jahren vergletschert (vgl. Abb. A3). Während der älteren Würmzeit, der jüngsten Eiszeit im quartären Eiszeitalter (von ca. 100.000 bis ca. 11.500 Jahren vor heute) und dem sogenannten Hochglazial ist von einer ausgedehnten Talvergletscherung auszugehen. Dadurch entstanden Flussterrassen, die teilweise in mehrere Niveaus untergliedert sind. Dies weist auf eine klimagesteuerte Veränderung hin, die das Transport- und Abflussverhalten der Flüsse seit dem Hochglazial stark beeinflusst haben (Walther, 2005).

Ereignisse wie Vulkanismus (datiert auf Mittel - Oberpleistozän im oberen Orchontal), die fluviale Geodynamik sowie die glazialen und periglazialen Prozesse tragen zur Prägung des heutigen Landschaftsbildes des Orchontals bei. Die jüngsten Landschaftsentwicklungen werden vom Mäandrieren des Orchon charakterisiert.

Das Orchontal gehört als Teileinzugsgebiet zum Salenge-Becken, das sich vom Norden der Mongolei bis Russland erstreckt. In dem Becken kommt es aufgrund von Regenereignissen in den Sommermonaten häufig zu starken Überflutungen.

Nach Jadambaa (2003) werden drei Grundwasserleiter unterschieden: alluvialer Grundwasserleiter, klüftiger Kalkstein und Grundwasserleiter aus Festgestein/Grundgebirge. Je nach Art der Aquifere und Lage variiert der Grundwasserspiegel erheblich. Die flache alluviale Ablagerungsschicht im Orchontal, die als Grundwasserleiter fungiert, besteht hauptsächlich aus sehr permeablen Sanden und Kiesen. Der Grundwasserspiegel liegt in diesen Ablagerungen innerhalb der Überflutungsebene in einer Tiefe von weniger als 3 m (Martin, 2007). Im Bereich der alluvialen Terrassen oberhalb der Überflutungsebene, in den Gebirgsregionen und Hängen liegt er unterhalb von 10 m.

Ebenfalls wurde anhand von Bohrkernen bei einer Messkampagne im Jahr 2008 der FU Berlin eine Grundwasserhöhe von meist ca. 2 m im Auebereich und tiefer als 5 m oberhalb der Flussterrassen geschätzt.

3 Methoden

3.1 Kapazitive Geoelektrik

Die Kapazitive Geoelektrik ist ein modernes Verfahren zur Prospektion des oberflächennahen Untergrundes. Die herkömmliche Methode, die Gleichstromgeoelektrik mit galvanischer Ankopplung, ist bei Oberflächen mit sehr hohen Widerständen (z. B. Sanden) oder auf versiegelten Flächen problematisch bis unmöglich. Diese Probleme traten auch bei der Untersuchung von Permafrostböden auf, sodass vor 40 Jahren damit begonnen wurde, geoelektrische Messsysteme mit kapazitiver Einkopplung von elektrischen Feldern in den Untergrund zu entwickeln (Timofeev, 1974). Auf diese Weise lässt sich die Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes im Untergrund durch aufgeprägte stationäre Felder bis zu einer Tiefe von ca. 20 m zerstörungsfrei erfassen (Knödel et al., 1997). Die Kapazitive Geoelektrik bietet folgende Vorteile: Geeignet für Böden mit hohen Widerständen (Permafrost, Wüste, Sand, Schnee), Anwendung auf versiegelten Flächen möglich (z. B. urbane Gebiete), schnelle Datengewinnung, zerstörungsfreie Anwendung, geringe Leistungsaufnahme, schnelle Einsatzfähigkeit.

Anwendungsbereiche der Kapazitiven Geoelektrik findet man vor allem in der Hydrogeologie (Grundwasserprospektion), in der Permafrostforschung, Geoarchäologie, Deponie- und Altlastenerkundung, in der Abgrenzung lithologischer Einheiten und Identifikation von Kluft- und Störungszonen, Ingenieurgeologie (Ermittlung der Standsicherheit), Mineralexploration sowie der Ortung natürlicher und künstlicher Hohlräume (Knödel et al., 1997).

Bei dem in dieser Arbeit verwendeten Messgerät, dem OhmMapper™, handelt es sich um ein Gerät der Firma Geometrics (USA), das vor 10 Jahre auf den Markt kam (Abb. 14).

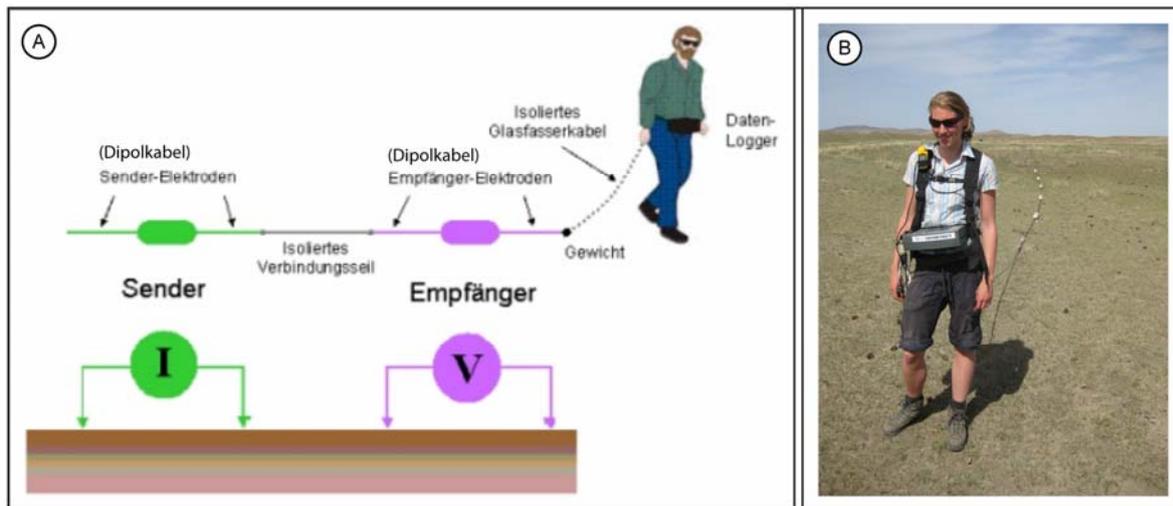


Abb. 14: (A) Schematischer Aufbau und Funktionsweise des OhmMappersTM (verändert nach N. N., 2001). (B) Anwendung des OhmMappersTM im Gelände.

Für die Erkundung des Transsektes dieser Studie wurde die neuste Geräteausführung mit der maximalen Anzahl von fünf Empfängern verwendet. Jeder Empfänger sowie der Sender sind mit zwei 2,5 m oder 5 m langen Koaxialkabeln zu beiden Seiten versehen, sodass die absolute Länge jeden Empfängers 5 m oder 10 m beträgt. Jedes Kabel sorgt über die gesamte Länge für Ankopplung, sodass sie auch als Linienelektroden bezeichnet werden.

Sowohl im Sender- als auch im Empfängergehäuse befinden sich neben der entsprechenden Elektronik je zwei Batterien für die Stromversorgung. Die Verbindung zwischen Sender- und Empfängerkabel stellt ein nicht leitendes Zugseil variabler Länge dar, um den Abstand zwischen Sender und Empfänger beim Ziehen der Anordnung konstant zu halten. Vom Sender wird ein elektrisches Feld erzeugt, das sich im Untergrund in Abhängigkeit von der elektrischen Leitfähigkeit ausbreitet und vom Empfänger gemessen wird. Die Daten werden über ein Kabel, das vom Empfängerkabel galvanisch getrennt ist, zur Messkonsole übertragen und gespeichert. Der vom Sender erzeugte Wechselstrom von 16,5 kHz wird an die Abschirmung der beiden Koaxialkabel angelegt. Die Abschirmung wirkt wie die Platte eines Kondensators. Die Isolierung der Kabel wirkt dabei als Dielektrikum, wobei der Erdboden die andere Kondensatorplatte darstellt (Abb. 15).

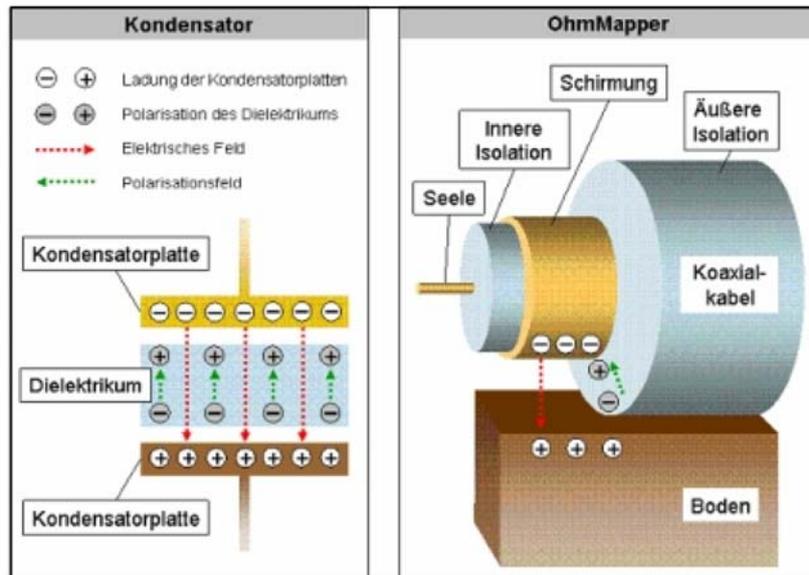


Abb. 15: Klassischer Aufbau eines Kondensators und Kondensatorprinzip des OhmMappers™ (aus Lück & Gebbers, 2006).

Auf der Empfängerseite wird umgekehrt die Spannung im Untergrund kapazitiv aufgenommen und an der Abschirmung gemessen. Der auf der Senderseite eingespeiste Strom variiert zwischen 0,125 mA und 16 mA und wird automatisch den Untergrundbedingungen angepasst. Somit wird maximaler Strom eingespeist.

Die Veränderung des Abstandes zwischen Sender und Empfänger durch unterschiedliche Seillängen ermöglicht die Erfassung unterschiedlicher Tiefen. Die Erkundungstiefe wird mit maximal 20 m angegeben. Die Messtiefe ist neben dem Sender-Empfänger-Abstand von den Kabellängen und der elektrischen Leitfähigkeit des Bodens abhängig. Grundsätzlich nimmt die Erkundungstiefe mit dem Elektrodenabstand zu. Der OhmMapper™ kann nach Aussage des Herstellers spezifische elektrische Widerstände im Bereich zwischen $1 \Omega\text{m}$ und $100.000 \Omega\text{m}$ erfassen. Bezüglich der Erkundungstiefe h werden vom Hersteller lediglich die folgenden Angaben gemacht: Für $n = 1$ beträgt $h = 0,416 \cdot \text{Dipollänge}$ und für $n = 3$ entspricht h der vollen Dipollänge, wobei n der Separationsfaktor ist (Sender-Empfänger-Abstand oder Dipollänge).

Der OhmMapper™ wurde während der Messungen im Gelände mit ca. 10 km/h von einem Auto gezogen, während alle 10 Sekunden ein Wert registriert wurde. Teilweise wurde auch im 1 Sekundentakt und per Hand gemessen.

Das Prinzip des geoelektrischen Verfahrens ist die Messung von elektrischen Potenzialdifferenzen oder Strömen an der Erdoberfläche. Das Ausbreitungsverhalten elektromagnetischer Felder in einem Medium wird hauptsächlich von der elektrischen Leitfähigkeit bestimmt. Diese beschreibt in einem isotropen Material das Verhältnis zwischen Stromdichte (J) und elektrischer Feldstärke (E):

$$\sigma = \frac{J}{E}, \text{ mit} \quad (3.1)$$

σ : elektrische Leitfähigkeit [S/m],

E : elektrische Feldstärke [V/m],

J : Stromdichte [A/m²].

Ziel des Verfahrens ist die Ermittlung der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Untergrund bzw. des spezifischen Widerstandes ρ (daher wird die Methode auch Widerstandsmethode genannt), welcher der Kehrwert der elektrischen Leitfähigkeit ist. Der elektrische Widerstand ergibt sich nach dem *Ohmschen* Gesetz aus dem folgenden linearen Zusammenhang:

$$R = \frac{\nabla V}{I}, \text{ mit} \quad (3.2)$$

R : elektrischer Widerstand [σ],

∇V : Potenzialdifferenz [V],

I : Stromstärke [A].

Faktoren, die den elektrischen Widerstand und die Leitfähigkeit des Untergrundes maßgeblich beeinflussen, sind Porosität, hydraulische Permeabilität und der Sättigungsgrad des Gesteins und des Lockersedimentes sowie der Ionengehalt des Porenwassers. Typische Werte geologischer Materialien sind in Abb. 15 dargestellt.

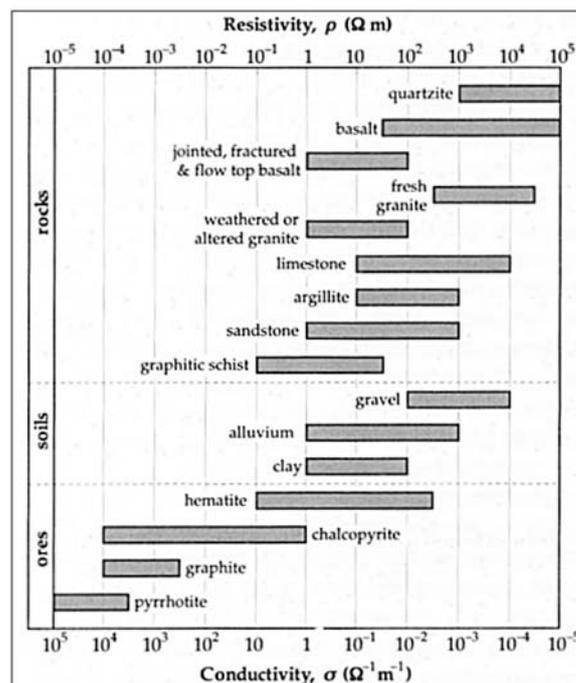


Abb. 16: Spezifischer elektrischer Widerstand ρ (oben) und elektrische Leitfähigkeit σ (unten) einiger verbreiteten Gesteine, Böden und Erze (aus Lowrie, 1997).

Das Messprinzip der Kapazitiven Geoelektrik entspricht teilweise einer Vierpunktanordnung der klassischen Gleichstromgeoelektrik (Abb. 17), die ebenfalls mit aufgeprägten elektrischen Feldern arbeitet. Dabei erfolgt über zwei geerdete Stromelektroden A und B (galvanische Ankopplung) die Einspeisung von Gleichstrom oder niederfrequentem Wechselstrom in den leitfähigen Untergrund. Man beachte, dass die Stromlinien bei Durchgang durch eine Grenzfläche inhomogener Medien je nach dem Verhältnis der spezifischen Widerstände bzw. der elektrischen Leitfähigkeit vom Lot weg ($\rho_1 < \rho_2$ bzw. $\sigma_1 > \sigma_2$) oder zum Lot hin ($\rho_1 > \rho_2$ bzw. $\sigma_1 < \sigma_2$) gebrochen werden. Die Stromdichte verhält sich also an einer Grenzfläche analog zum Licht bezüglich des Brechungsindex (Lowrie, 1997).

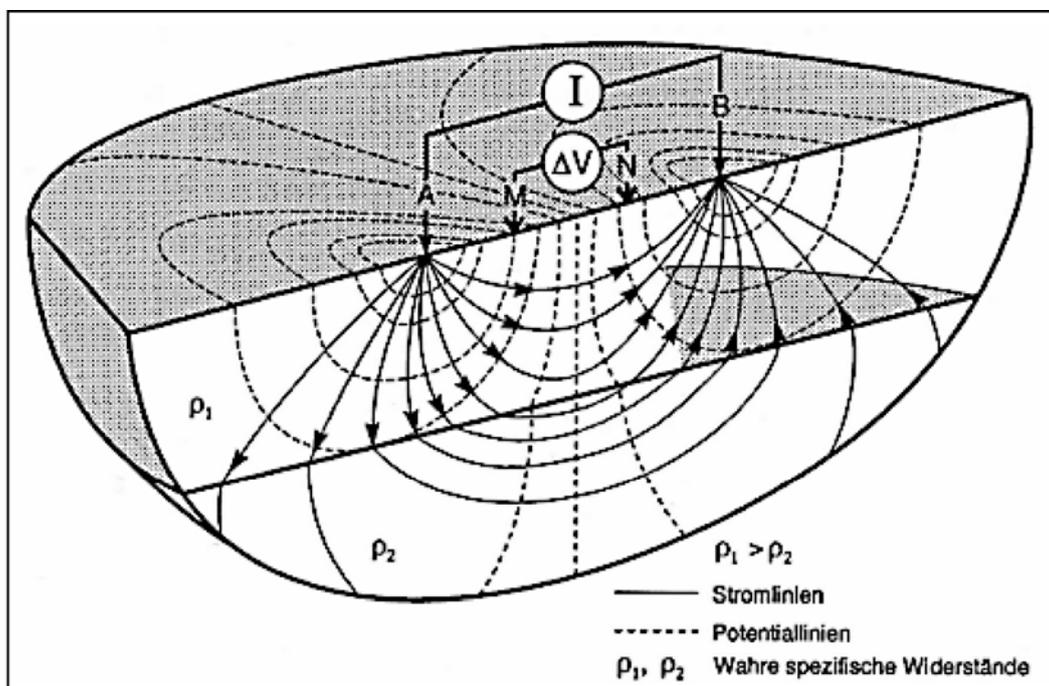


Abb. 17: Prinzip der Gleichstromgeoelektrik mit einer Vierpunktanordnung (aus Knödel et al., 1997).

Es baut sich ein räumliches Potenzialfeld auf, das von zwei Sonden M und N vermessen wird. Die Potenzialverteilung einer Punktquelle an der Oberfläche eines homogenen Halbraums basiert auf der *Laplace-Gleichung* (Knödel et al., 1997). Das von dieser Stromquelle der Stärke I erzeugte Potenzial $V(r)$ ergibt einen Wert von

$$V(r) = \frac{I\rho}{2\pi r}, \text{ mit} \quad (3.3)$$

I : Stromstärke [A],

ρ : spezifischer Widerstand [Ω m],

r : Abstand zur Stromquelle [m].

Die Kapazitive Geoelektrik unterscheidet sich von der klassischen Gleichstromgeoelektrik in zwei Aspekten. Zum einen basiert die Kapazitive Geoelektrik auf Wechselstrom und nicht auf Gleichstrom. Zum anderen wird der Strom Kapazitiv entlang von Linienelektroden (Sender) in den Untergrund eingespeist und die Spannung entlang der Linienelektroden (Empfänger) gemessen.

Das weitere Messprinzip folgt der Gleichstrommethode in einer Vierpunktanordnung, außer dass kapazitive Linienelektroden C1 und C2 (Abb. 18) die galvanischen Elektroden A und B (vgl. Abb. 17) ersetzen.

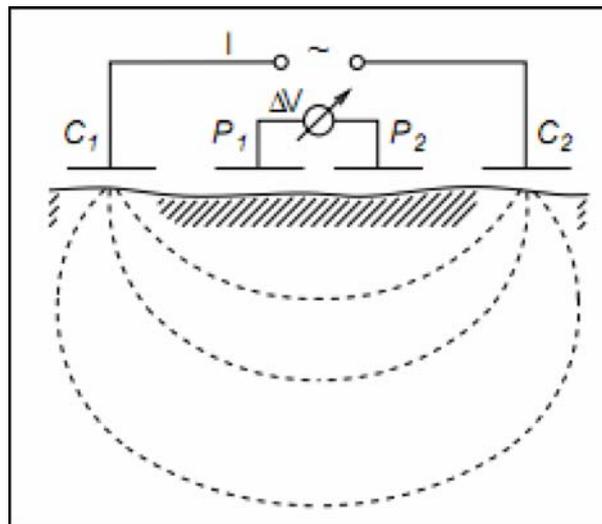


Abb. 18: Prinzip der Kapazitiven Geoelektrik (aus Kuras, 2002).

Relevant für das Verfahren ist die elektrische Kapazität (C), welche als Verhältnis der Ladungsmenge (Q) zur Spannung (U) bestimmt wird und konstant ist, wenn U konstant ist:

$$C = \frac{Q}{U} \text{ mit } U = \nabla V \quad (3.4)$$

Die Unterschiede der geophysikalischen Ankopplung spiegeln sich im Geometrie- oder Konfigurationsfaktor (K) wider, der für eine Dipol-Dipol Anordnung (vgl. Knödel et al., 1997) mit coaxialen Linienelektroden folgendermaßen definiert ist (Timofeev, 1974):

$$K = \frac{\pi l}{\ln \left[\left(\frac{b^2}{b^2-1} \right)^{2b} \left(\frac{b^2+2b}{(b+1)^2} \right)^{b+2} \left(\frac{b^2-2b}{(b-1)^2} \right)^{b-2} \right]} \text{ , mit} \quad (3.5)$$

$$\text{mit } b = \frac{2s}{l} \text{ ,}$$

s : Dipolabstand,

l : Dipollänge.

Die einfachste Form der zweidimensionalen Ergebnisdarstellung sind die Pseudotiefenschnitte oder Pseudosektionen. Diese stellen die gemessenen scheinbaren spezifischen Widerstände in Form einer Tiefensektion dar. Es handelt sich dabei weder um wahre spezifische Widerstände noch um wahre Tiefen, sodass z. B. bei starken Widerstandskontrasten Verzerrungen der Lagebeziehungen auftreten können. Abb. 19 zeigt das Prinzip, welches als Grundlage zur Erstellung einer Pseudosektion dient. Je weiter die Entfernung zwischen Stromelektrode A und B ist, desto tiefer kann der Strom in den Boden eindringen und umso größer ist die Erkundungstiefe. Jeder Elektrodenkonfiguration ist ein Messpunkt zugeordnet.

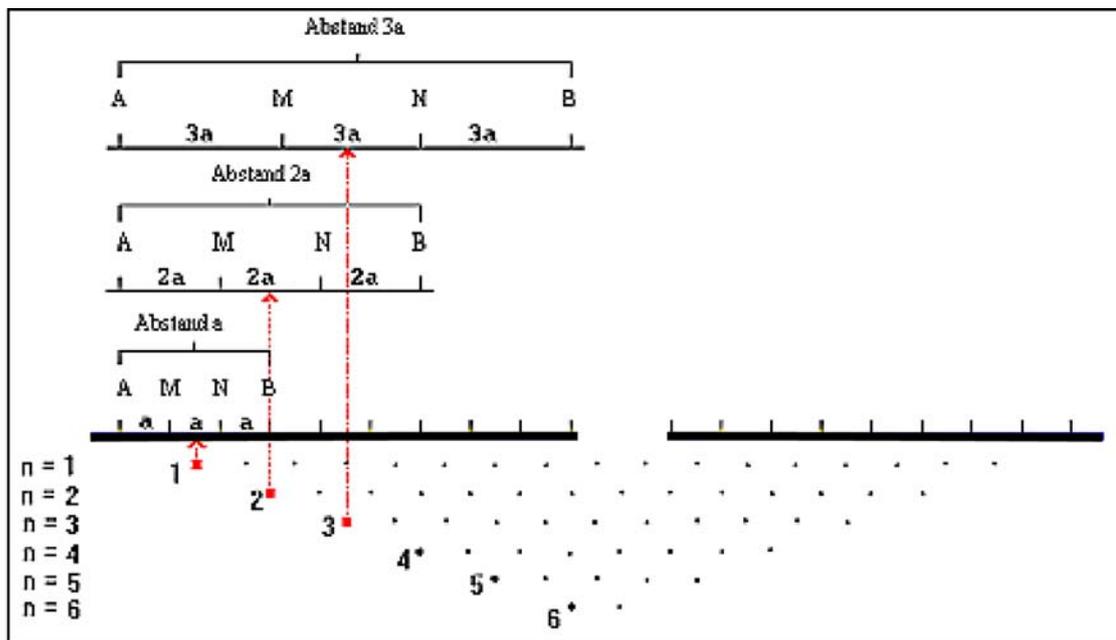


Abb. 19: Messprinzip der geoelektrischen Tomographie (a = Elektrodenabstand) (verändert nach N. N, 2004).

Bei der Erstellung der Pseudosektion werden die spezifischen elektrischen Widerstände in einer Farbskala dargestellt und entsprechend der Position der Messelektroden A, B, M und N einer Pseudotiefe zugeordnet. Die Auswertung solcher Messergebnisse erfolgt durch zweidimensionale Modellrechnung. Für die Inversion stehen Programme wie z. B. Res2DInv (N. N, 2004) zur Verfügung. Hierzu werden die Messungen für kleine Elektrodenabstände (Abstand $a = 5$ m) der kleinsten Pseudotiefe zugeordnet. Die Messungen mit dem Elektrodenabstand $2a = 10$ m der nächsten Pseudotiefe usw. Dabei gibt n das Vielfache der Elektrodenabstände an (N. N, 2004).

Durch die Inversion werden die Stromverzerrungen zurückgerechnet, sodass eine echte zweidimensionale Tiefensektion entsteht (Abb. 20 C). Bei diesem Bearbeitungsschritt werden eventuell nötige Korrekturen, bedingt durch die Topographie der Erdoberfläche, mit berücksichtigt.

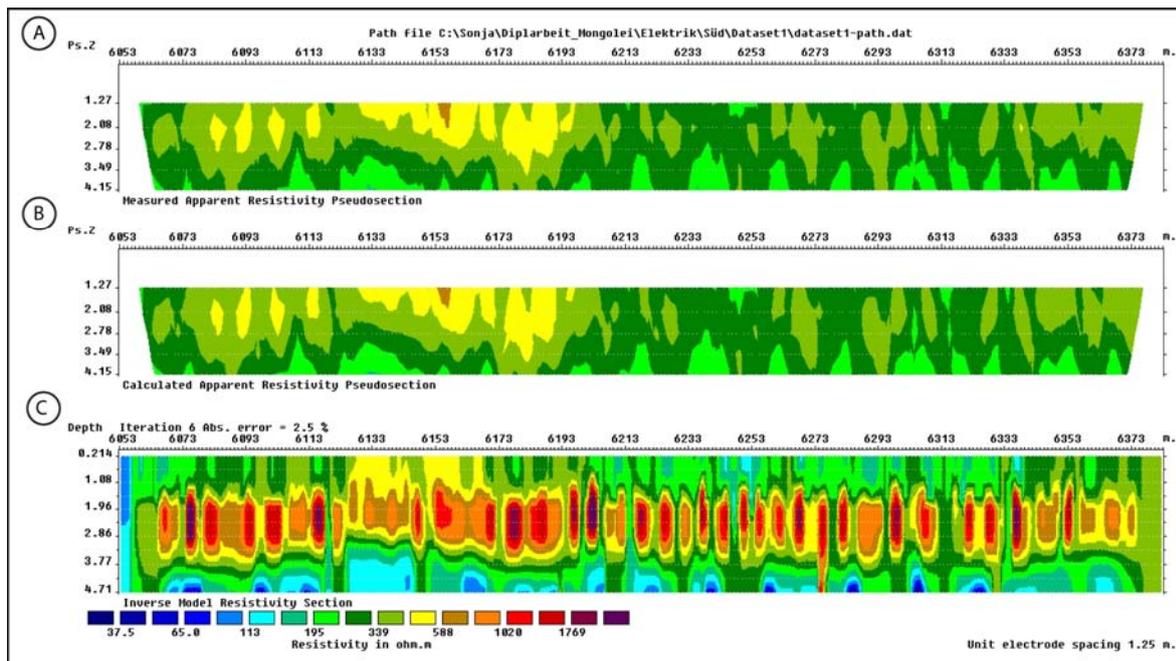


Abb. 20: (A) Gemessene scheinbare spezifische Widerstandswerte (Pseudosektion) (B) Berechnete spezifische Widerstände (synthetische Pseudosektion) aus der charakteristischen Kernfunktion (siehe unten). (C) Mit Res2DInv (N. N, 2004) modellierte Tiefensektion.

Das inverse Problem der Widerstandsgeoelektrik besteht darin, aus den gemessenen scheinbaren Widerständen die spezifischen Widerstände und Schichtmächtigkeiten des Untergrundes zu ermitteln. Beispielsweise erfolgt der Inversionsprozess bei einer geoelektrischen Sondierung durch eine schrittweise Anpassung der gemessenen Sondierungskurve an eine Modellkurve bis zur Unterschreitung einer plausiblen Fehlergrenze von z. B. 3 % bis 5 %, wobei die Kurvenanpassung auf einem aus geologischer Sicht plausiblen Startmodell basiert (Knödel et al., 1997).

Die gemessenen scheinbaren Widerstände können algorithmisch mit einer Kernfunktion beschrieben werden, welche alle Informationen über Schichtmächtigkeiten und die spezifische Widerstandsverteilung enthält. Sie bildet die Basis für die Inversion der Messwerte. Um aus einer Sondierungskurve die spezifischen Widerstände und Schichtmächtigkeiten zu ermitteln, wird zunächst die charakteristische Kernfunktion aus der Sondierungskurve mit Hilfe der Hankel-Transformation ermittelt. Andere Integraltransformationen sind z. B. die Fourier- und die Laplace-Transformation. Aus der gemessenen Sondierungskurve kann also die Transformierte der Sondierungskurve durch Integration berechnet werden. Danach kann mit Hilfe der Transformierten, welche die gesamte Information über die Widerstandsstruktur des Untergrundes enthält, das Schichtmodell aus der charakteristischen Kernfunktion ermittelt werden (z. B. Knödel et al., 1997).

Durch die explizite Vorgabe von spezifischen elektrischen Schichtwiderständen, Schichtmächtigkeiten oder auch Teufen der Unterkante von Schichtkomplexen als feste

Parameter für das Startmodell wird die Schichtauflösung deutlich erhöht. Dasselbe Prinzip gilt für die zweidimensionale Geoelektrik.

Um das Widerstands-Schichtmodell bestmöglich analysieren und interpretieren zu können, werden die Daten weiter verarbeitet. Die Datenverarbeitung (siehe unten) sieht das Editieren von Einzelmesswerten vor, die im Niveau des Rauschpegels liegen sowie eine Einbeziehung der durch Georadar ermittelten Schichtgrenzen in die Inversion. Die Topographie kann für die Berechnung bei einer Schichtneigung von weniger als 10° vernachlässigt werden (vgl. Höhenprofil in Kapitel 4.1).

3.2 Georadar

Das Georadar (Ground Penetrating Radar – GPR) zählt zu den tomographischen elektromagnetischen Impulsreflexionsverfahren (EMR). Es basiert auf ähnlichen Grundlagen wie die Reflexionsseismik.

Dem geophysikalischen Anwendungsbereich steht mit dem Georadar ein Messverfahren mit folgenden Vorteilen zur Verfügung: Schnelle und ökonomische Anwendung; die Fähigkeit, große Mengen vertikal und horizontal hoch aufgelöster Daten zu produzieren und zu speichern; kontinuierliches Erfassen ausgedehnter Profile; zerstörungsfreie Anwendung; Möglichkeit, die Messergebnisse in Echtzeit auf einem Monitor als Radargramm darzustellen; sofortige Beurteilung der Datenqualität (Schulz, 2000; Knödel et al., 1997).

Das Wort RADAR (**R**adio **D**etection and **R**anging) beschreibt eine Messmethode, mit der die Lage von Objekten nach Richtung und Entfernung bestimmt werden kann. Es werden kurze elektromagnetische Impulse von einem Sender an der Oberfläche in den Untergrund abgestrahlt, an Schichtgrenzen oder Objekten reflektiert und am Sender wieder empfangen. Es wird die Zeit aufgezeichnet, nach der der Impuls wieder an der Oberfläche registriert wird. Aus dieser Laufzeit wird die Entfernung des Objektes ermittelt, indem das Georadar nach dem Echo-Prinzip arbeitet (Schulz, 2000). Registriert wird die Amplitude der elektromagnetischen Welle in Abhängigkeit von der Laufzeit t . Relevant für die Entstehungen von Reflexionen und Diffraktionen elektromagnetischer Wellen (Abb. 21) sind die sich ändernden elektrischen Materialeigenschaften, wobei die Änderungen der Dielektrizitätszahl (ϵ_r) und der Leitfähigkeit (σ) dominieren.

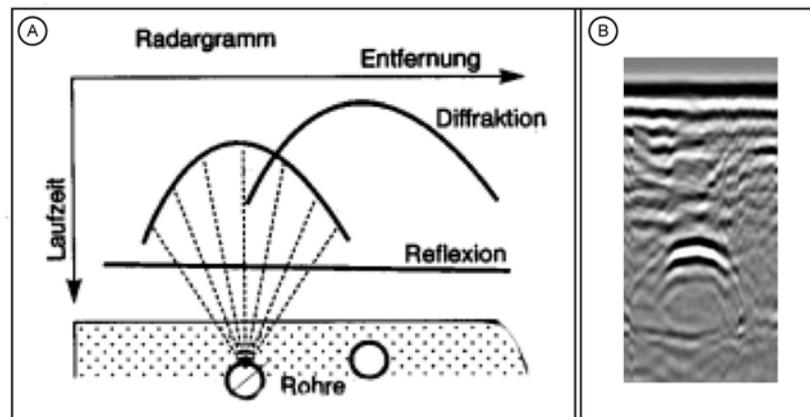


Abb. 21: (A) Schematische Darstellung der Entstehung einer Diffraktion und Reflexion (aus Knödel et al., 1997). (B) Radargramm mit Diffraktionen und Reflexionen.

Das Sende- und Empfangssignal wird durch eine Dipolantenne abgestrahlt und empfangen, deren Arbeitsfrequenz zwischen 1 MHz und 1,5 GHz liegt. Je nach Bodenbeschaffenheit können durch die Wahl der Frequenz unterschiedliche Messtiefen erreicht werden. Je höher die Sendefrequenz ist, desto kürzer wird die Wellenlänge (es gilt: $c = \lambda \cdot f$; mit c = Geschwindigkeit, λ = Wellenlänge und f = Frequenz) und desto geringer ist die Eindringtiefe. Somit weist ein niederfrequentes Signal durch seine höhere Wellenlänge ($\lambda = 10 \text{ m}$ bis $0,1 \text{ m}$) neben einer hohen Eindringtiefe ein geringeres Auflösungsvermögen auf, da es zu weniger Absorption und Streuung durch Inhomogenitäten der Signale kommt. Die Eindringtiefe hängt ebenfalls von der elektrischen Leitfähigkeit ab, welche die Dämpfung der elektromagnetischen Wellen beeinflusst. Hierbei gilt, dass hohe Leitfähigkeiten eine starke Dämpfung bewirken. Daher führen gut leitende Substrate an der Oberfläche wie z. B. feuchte Tone, Schluffe und Wasser mit Salzfracht zur Einschränkung und zum Versagen des Verfahrens. Die Amplitude der registrierten Wellen wird durch den Dielektrizitätskontrast im Untergrund bestimmt. Hohe Kontraste liefern dabei auch starke Amplituden. Ein Reflektor erscheint umso stärker, je stärker der Kontrast der Dielektrizität, der magnetischen Permittivität und der elektrischen Leitfähigkeit des Gesteins ist. Wenn die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen im Untergrund bekannt ist (oder gemessen wurde), kann die Tiefe des Reflektors berechnet werden (Knödel et al., 1997).

Georadar-Messungen lassen sich besonders bei schlecht leitfähigem Untergrund wie trockenen Sanden mit geringem Tonanteil oder Festgesteinen einsetzen und generell dort, wo die elektromagnetischen Eigenschaften variieren, wie z. B. wechselnde Wasser- oder Stoffgehalte, Salinität, Porosität, Sättigung, Korngröße, Erzgehalt oder bei Hohlräumen.

Anwendung findet das Georadar in der Geologie (Untersuchung von Sediment- und Bodenstrukturen, Abgrenzung von Anomalien und Homogenbereichen, Bestimmung des

Feuchtigkeitsgehaltes von Böden, Auffinden von Tonlinsen, Eiskeilen, etc.), Hydrogeologie (Ermittlung von Grundwasseroberfläche in Kies, Sand und Sandstein), Neotektonik (Nachweis von Störungen, Klüften und Rissen im Festgestein), Geoarchäologie, Erkundung von Hohlräumen (Rohrleitungen, Kabel, etc.), Baustoffuntersuchungen, Umweltgeologie und Ingenieurgeologie (Neal, 2004).

Es handelt sich bei dem Arbeitsgerät (Abb. 22) um ein Modell der Firma Geophysical Survey Systems, Inc. (GSSI). Es besteht aus einer monostatischen Antenne (das heißt, nur eine Antenne sendet und empfängt, „Zero-Offset“ (Nullauslage) genannt) mit einer Arbeitsfrequenz von 270 MHz und zählt somit zu den hochfrequenten Radargeräten.



Abb. 22: GPR-Arbeitsgerät (GSSI) mit einer 270 MHz Antenne.

Allgemein für Wellen gilt, dass Objekte mit einem Durchmesser kleiner als $\lambda/4$, im Untergrund noch aufgelöst werden können (z. B. Widess, 1973). Wird also eine Sendefrequenz von $f = 270$ MHz und eine Durchschnittsgeschwindigkeit der Wellenausbreitung von $v = 0,15$ m/ns für ungesättigten Sand angenommen (Davis & Annan, 1989), so ergibt sich für die Wellenlänge $\lambda = \frac{v}{f}$ ein Auflösungsvermögen von $\lambda/4 \approx 13$ cm.

Das Datenerfassungsgerät besteht aus einem robusten und handlichen Geländerechner, welcher über Batterien mit Strom versorgt wird. Die elektromagnetische Energie wird rechnergesteuert über ein Kabel zur Sendeantenne übertragen und von ihr als elektromagnetische Welle in den Boden abgestrahlt. Dort wird sie an Grenzschichten zum Teil reflektiert, zum Teil gebrochen oder an der Grenzschicht weitergeleitet. Erreicht die reflektierte Welle die Empfangseinheit, so gelangt sie von dort aus in den Empfangsteil der Steuereinheit.

Während die Antenne per Hand über die Messprofile gezogen werden muss, sind Amplitude und Laufzeit des empfangenen Signals auf dem Monitor für das gesamte Messzeitfenster zu beobachten. Dadurch wird ein zweidimensionaler Laufzeitschnitt entlang einer Linie gewonnen. Es entsteht also durch die Aneinanderreihung von

Signalspuren ein Radargramm, in dem auf der Ordinate die Laufzeit in ns und auf der Abzisse die Strecke mit den einzelnen Spuren aufgezeichnet wird (Abb. 23).

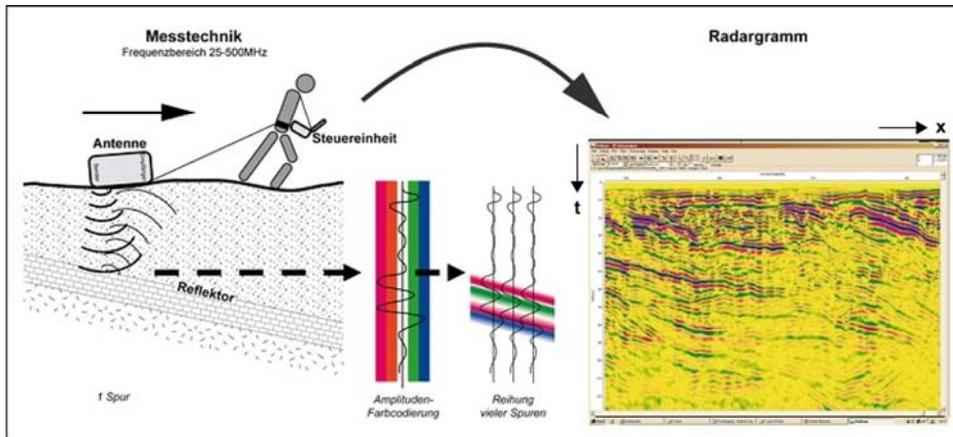


Abb. 23: Schematisches Messprinzip des Georadars (aus Hornung, 2009).

Die Amplitudenstärke und -polarität wird meist grauwert- oder farbcodiert dargestellt. Zur Darstellung kann entweder der Kurven-Modus (Abb. 24 B) gewählt werden, bei dem die Amplitudenlaufzeitkurven dargestellt werden oder der Linien-Modus (Abb. 24 A), wobei die Signale in Abhängigkeit von der Amplitudengröße unterschiedlich eingefärbt werden, was die Struktur- und Mustererkennung häufig verbessert. Daher wurde zur Auswertung meist der Linien-Modus verwendet.

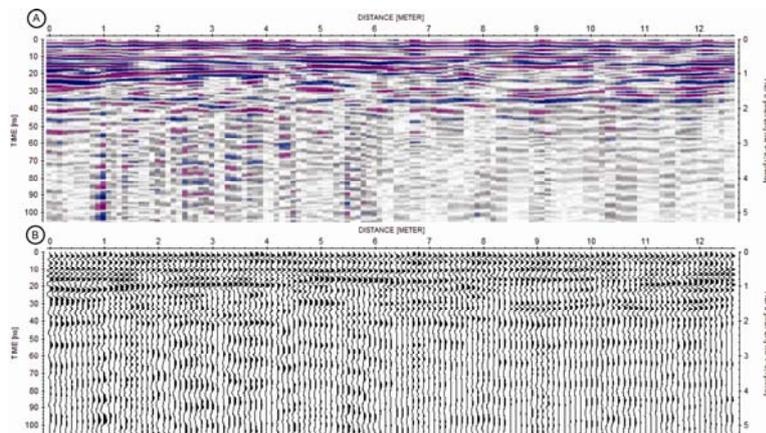


Abb. 24: (A) Darstellung der Signalspuren im Radargramm mit dem Linien-Modus (blau = negative Amplituden und rot = positive Amplituden). (B) Darstellung im Kurven-Modus.

Für vorliegende Studie wurde mit einem Spurenabstand von 10 cm gemessen. Um die reflektierten Signale einem bestimmten Punkt zuweisen zu können, kommt ein Messrad zum Einsatz. Dieses ordnet jeweils einer empfangenen Spur eine Profil-Koordinate zu, sodass die Antenne die Intensität eines reflektierten Sendepulses in äquidistanten Abständen registriert. Außerdem wurde eine GPS-Antenne mit dem Gerät gekoppelt, um die Lage der Profile in ein georeferenziertes Koordinatennetz einhängen zu können.

Elektromagnetische Wellen pflanzen sich im Vakuum unabhängig von ihrer Frequenz mit Lichtgeschwindigkeit fort. Physikalisch handelt es sich um sich ausbreitende Schwingungen des elektromagnetischen Feldes. Die Richtung bestimmt die Polarisation der Welle. Sie ist durch zwei Richtungen charakterisiert: Den Wellenvektor \vec{k} , der in Ausbreitungsrichtung zeigt und den Feldvektor des elektrischen Feldes \vec{E} , der senkrecht auf dem Wellenvektor steht. Da der Feldvektor des elektrischen Feldes \vec{E} immer senkrecht zum Feldvektor des magnetischen Feldes \vec{B} steht, kann auch \vec{B} als zweiter Vektor für die Definition der Welle genutzt werden (Abb. 25).

Die Entstehung der elektromagnetischen Wellen erklärt sich aus den *Maxwellschen Gleichungen I – IV* (in differenzierter Form) mit den vier Feldvektoren E (elektrisches Feld), B (magnetische Flussdichte, D (elektrische Flussdichte) und H (magnetische Feldstärke):

$$\operatorname{rot} \vec{E} = - \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (3.6)$$

$$\operatorname{div} \vec{D} = \rho \quad (3.7)$$

$$\operatorname{div} \vec{B} = 0 \quad (3.8)$$

$$\operatorname{rot} \vec{H} = \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} + \vec{j} \quad , \text{ mit} \quad (3.9)$$

ρ : Raumladungsdichte

\vec{j} : elektrische Leitungsstromdichte.

Die Herleitung und Erklärungen können z. B. in Kearey et al. (2002) nachgelesen werden. Sie besagen, dass die zeitliche Änderung des elektrischen Feldes mit einer räumlichen Änderung des magnetischen Feldes verknüpft ist sowie die zeitliche Änderung des magnetischen Feldes mit einer räumlichen Änderung des elektrischen Feldes einhergeht. Für periodisch (insbesondere sinusförmig) wechselnde Felder ergeben diese Effekte zusammen eine fortschreitende Welle.

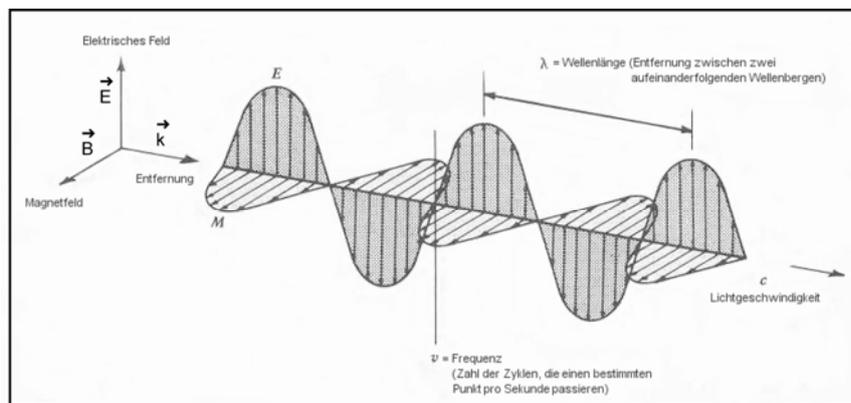


Abb. 25: Ausbreitung einer elektromagnetischen Welle mit Wellenvektor, Feldvektor des elektrischen und magnetischen Feldes (verändert nach Baldenhofer, 2009).

Elektromagnetische Wellen werden während ihrer Ausbreitung im Untergrund und ihrer zunehmenden Entfernung vom Sender gedämpft. Zum einen durch den geometrischen Verlust, wobei sich die Energie der abgestrahlten Wellen mit zunehmender Entfernung auf einer immer größeren Oberfläche verteilt. Zum anderen verliert die elektromagnetische Welle Energie durch Dissipation aufgrund der Leitfähigkeit des Untergrundes. Zur abnehmenden Energie der Wellen trägt darüber hinaus auch die Streuung bei, bei der Inhomogenitäten im Untergrund eine Ablenkung der Welle aus der ursprünglichen Ausbreitungsrichtung verursachen, wodurch die Energie der Welle in diese Richtung abgeschwächt wird. Besondere Beachtung wird auch auf die Deformation des Wellenzuges aufgrund der Transmission in absorbierenden Medien gelegt.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Wellen (v) ist eine Funktion der Frequenz (f), der Lichtgeschwindigkeit im Vakuum (c_0), der relativen Dielektrizitätszahl (ϵ_r), der relativen magnetischen Permeabilität (μ_r) und der elektrischen Leitfähigkeit (σ). Sie ist definiert als (Knödel et al., 1997):

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r \frac{1 + \sqrt{1 + (\sigma / \omega \epsilon)^2}}{2}}}, \text{ mit} \quad (3.10)$$

f : Frequenz [Hz],

ω : Kreisfrequenz zu f [rad/s],

c_0 : Lichtgeschwindigkeit im Vakuum [m/s],

ϵ_r : relative Dielektrizitätszahl [-],

μ_r : relative magnetische Permeabilität [-],

σ : Leitfähigkeit [S/m].

Dabei ist $\sigma / \omega \epsilon$ der Verlustfaktor und $\omega = 2\pi f$ die Kreisfrequenz. Für verlustfreie Materialien wie z. B. reine Sande oder Kiese wird angenommen, dass $\sigma / \omega \epsilon \approx 0$ ist (Davis & Annan, 1989; Reynolds, 1997). Somit wird unter der Annahme vernachlässigbarer elektrischer Leitfähigkeit und magnetischer Permeabilität ($\mu_r = 1$) nach Militzer & Weber (1985) für Sendefrequenzen zwischen 100 MHz und 10 GHz die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Welle vereinfacht folgendermaßen bestimmt:

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon_r}}, \text{ mit} \quad (3.11)$$

c_0 : Lichtgeschwindigkeit im Vakuum [m/s],

ϵ_r : relative Dielektrizitätszahl des Gesteins [-].

Für steigendes ϵ_r verringert sich also die Ausbreitungsgeschwindigkeit.

Reines Wasser hat eine Dielektrizitätszahl von $\epsilon_r = 80$ (Davis & Annan, 1989) bzw. $\epsilon_r = 81$ (Daniels et al., 1995), Luft von 1 und die meisten geologischen Materialien Werte zwischen 4 - 8. Somit übt Wasser einen großen Einfluss auf die Ausbreitung der Radarimpulse aus, indem die Geschwindigkeit in einem mit Wasser gesättigten Gestein abnimmt, während luftgefüllte Poren zu einer Zunahme der Geschwindigkeit führen. Die Porosität spielt also eine übergeordnete Rolle für die Leitfähigkeit und damit die Eindringtiefe neben dem Grad der Wassersättigung, der Menge und Zusammensetzung der gelösten Salze sowie der Menge und Art der Tonminerale. Mit einer Lichtgeschwindigkeit von $c_0 \approx 3,0 \cdot 10^8$ m/s ergeben sich für geologische Materialien Ausbreitungsgeschwindigkeiten zwischen 0,15 m/ns und 0,05 m/ns (Daniels et al., 1995), während der Wert in Luft bei 0,3 m/ns liegt (Tab. 1).

Tab. 1: Relative Dielektrizitätszahl (ϵ_r) und Ausbreitungsgeschwindigkeiten für ausgewählte geologische Materialien (aus Baker et al., 2007).

Material	ϵ_r ; Davis and Annan (1989)	ϵ_r ; Daniels et al. (1995)	Velocity (m/ns)
Air	1	1	0.3
Distilled water	80		0.03
Fresh water	80	81	0.03
Sea water	80		0.03
Fresh water ice	3-4	4	0.15-0.17
Sea water ice		4-8	0.11-0.15
Snow		8-12	0.09-0.11
Permafrost		4-8	0.11-0.16
Sand, dry	3-5	4-6	0.12-0.17
Sand, wet	20-30	10-30	0.05-0.09
Sandstone, dry		2-3	0.17-0.21
Sandstone, wet		5-10	0.09-0.13
Limestones	4-8		0.11-0.15
Limestone, dry		7	0.11
Limestone, wet		8	0.11
Shales	5-15		0.08-0.13
Shale, wet		6-9	0.10-0.12
Silts	3-30		0.05-0.13
Clays	5-40		0.05-0.13
Clay, dry		2-6	0.12-0.21
Clay, wet		15-40	0.05-0.08
Soil, sandy dry		4-6	0.12-0.15
Soil, sandy wet		15-30	0.05-0.08
Soil, loamy dry		4-6	0.05-0.08
Soil, loamy wet		15-30	0.07-0.09
Soil clayey dry		4-6	0.12-0.15
Soil, clayey wet		10-15	0.08-0.09
Coal, dry		3.5	0.16
Coal, wet		8	0.11
Granites	4-6		0.12-0.15
Granite, dry		5	0.13
Granite, wet		7	0.11
Salt, dry	5-6	4-7	0.11-0.15

Durchdringt eine elektromagnetische Welle ein Medium, wird die Amplitude A mit zunehmender Distanz (z) exponentiell abgeschwächt:

$$A = A_0 e^{-\alpha z} \quad , \quad (3.12)$$

wobei α der Dämpfungsfaktor ist, der sich mit Hilfe der magnetischen Permeabilität μ (auch magnetische Leitfähigkeit) und der Dielektrizitätszahl ε wie folgt berechnen lässt:

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\mu / \varepsilon} \quad . \quad (3.13)$$

Aus dieser Gleichung lässt sich ableiten, dass die Leitfähigkeit (σ) den größten Einfluss auf die Dämpfung ausübt (Theimer et al. 1994).

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit und die Absorption elektromagnetischer Wellen sind stark frequenzabhängig. Besteht ein Kontrast in den dielektrischen Eigenschaften über eine Grenzschicht hinaus, kommt es zu einer Reflexion eines Teils des Impulses mit einer Abnahme der Energie entsprechend dem Amplituden-Reflexionskoeffizienten r (Kearey et al., 2002). Für unmagnetisches nicht leitendes Material gilt bei senkrechtem Einfall der Wellen im Frequenzbereich f oberhalb von 100 MHz die Näherung (Militzer & Weber, 1985):

$$r \cong \frac{\sqrt{\varepsilon_1} - \sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1} + \sqrt{\varepsilon_2}} \cong \frac{(v_2 - v_1)}{(v_2 + v_1)} \quad , \text{ mit} \quad (3.14)$$

$\varepsilon_{1,2}$: relative Dielektrizitätszahl für beide von der Grenzschicht getrennten Medien [-],

$v_{1,2}$: Ausbreitungsgeschwindigkeit in den Medien 1 und 2 [m/ns].

Durch die Anwendung einer monostatischen Antenne kann von einem senkrechten Einfall ausgegangen werden. Die Gleichung zeigt, dass die Amplitude der reflektierten Welle mit wachsender Differenz der relativen Dielektrizitätszahlen zunimmt.

Nicht nur der ε -Kontrast der Medien, sondern auch der Abstand der Grenzflächen spielt für das laterale Auflösungsvermögen eine Rolle. Nach Militzer & Weber (1985) besteht zwischen der Sendeimpulslänge und dem Mindestabstand d , den zwei Reflektoren aufweisen müssen, um als getrennte Objekte dargestellt zu werden, folgender Zusammenhang:

$$d = \frac{T \cdot c_0}{2\sqrt{\varepsilon_r}} \quad , \text{ mit} \quad (3.15)$$

T : Sendeimpulslänge [ns],

c_0 : Lichtgeschwindigkeit im Vakuum [m/ns],

ε_r : relative Dielektrizitätszahl des Gesteins [-].

Objekte im Untergrund wie z. B. Rohre, große Kiese etc. bilden sich als hyperbelförmige Struktur in den Radargrammen ab. Die Objektoberkante d kann aus der Wellengeschwindigkeit und der Laufzeit t des Signals durch $d = \frac{1}{2t} \cdot v$ berechnet werden. Der Grund für die hyperbelartige Struktur ist die halbkugelförmige Ausbreitung der Radarwellen im Untergrund. Die Antenne zeichnet deshalb vor und nach der tatsächlichen Lage des Objektes entsprechende Echos auf. Die richtige Position des Objektes liegt beim Scheitelpunkt der Hyperbel, das heißt an jenem Ort, wo das Echo die kürzeste Laufzeit hat. Diese Hyperbeln sind in den Radargrammen sehr leicht zu erkennen und enthalten zudem Informationen über die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Radarwellen im Boden (siehe Kapitel 5.2.3).

4 Geländearbeit

4.1 Lage der Transsekte

Im Rahmen der Geländearbeit im Zeitraum vom 7. bis 28. Mai 2009 wurden mittels Kapazitiver Geoelektrik und Georadar im Orchontal in der zentralen Steppe der Mongolei zwei Transsekte vermessen. Deren Lage wurde maßgeblich durch das mit differenziellem GPS aufgenommene Transsekt und die Bohrmessstellen bestimmt, welche im Rahmen des Projektes von der FU Berlin im Oktober 2008 gemessen und abgeteuft wurden. So konnten deren Bohrkernanalysen mit den geophysikalischen Messergebnissen im Rahmen der Diplomarbeit verglichen und korreliert werden.

Es wurde von Westen nach Osten entlang eines ca. 4 km langen nördlichen Transsektes (N-Transsekt) und eines ca. 29 km langen südlichen Transsektes (S-Transsekt) im mittleren Orchontal gemessen. Beide Transsekte überqueren den Fluss Orchon (Abb. 26).

Die Transsekte queren unterschiedliche Landschaftseinheiten, weshalb die Transsekte in Transsekt A und B unterteilt wurden (Abb. 26). Transsekt A besteht aus dem kompletten N-Transsekt und dem westlichen Teil des S-Transsektes, während Transsekt B den östlichen Teil vom S-Transsekt bedeckt. Eine genaue Zuordnung lässt sich in Abb. 26 erkennen. Während Transsekt A überwiegend die Steppenlandschaft durchquert, liegt Transsekt B im Schwemmland des Flusses, hier grün gekennzeichnet. Dies führt gleichzeitig zu einem deutlichen Unterschied in den Messergebnissen.

Da eine geringe Dichte der geoelektrischen Datenpunkte entlang des Transsektes B die Darstellung und Interpretation erschwert, wird im Folgenden von Transsekt A und Transsekt B gesprochen.

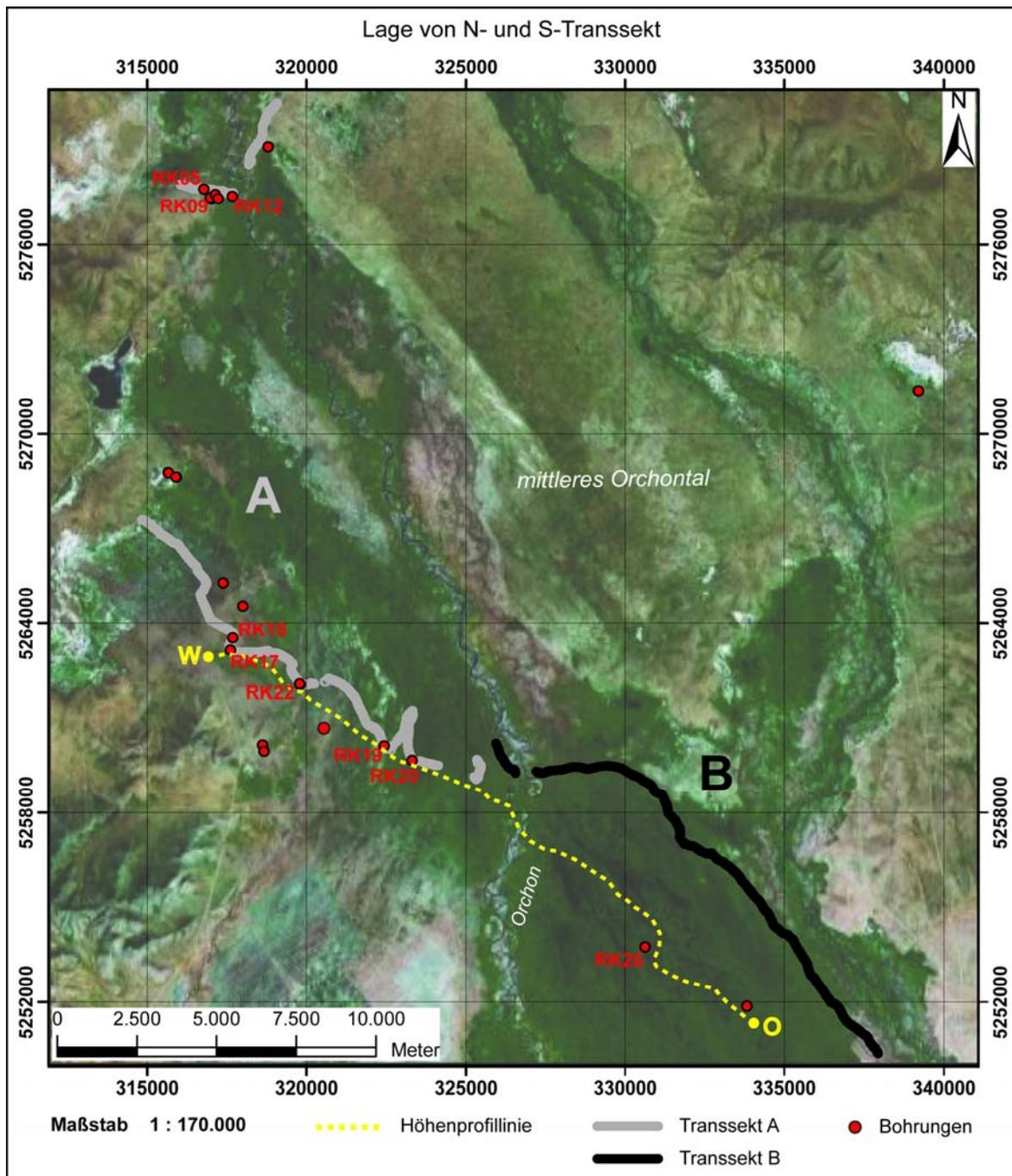


Abb. 26: Lage des nördlichen und südlichen Transsektes unterteilt in Transsekt A und B und Lage der Bohrungen. Die verwendeten Bohrprofile sind mit „RK“ gekennzeichnet. (Kartengrundlage: Satellitenbild aus Google Earth³, Stand 10.10.2009).

An der Topographie des südlichen Transsektes erkennt man einen ansteigenden Trend in Richtung Osten mit einem Höhenunterschied von knapp 35 m über eine Distanz von ca. 20 km (Abb. 27). Da die Steigung geringer als 10° ist, hat sie keinen Einfluss auf die

³ <http://earth.google.de>

geophysikalischen Messungen und kann bei der Bearbeitung der Daten vernachlässigt werden (vgl. Kapitel 3.1). Westlich des Flusses steigt die Topographie von 1.335 m bis auf knapp 1.345 m ü. NN, während es kurz vor dem Fluss eben ist. Steiler wird es östlich vom Fluss, wo es von 1.345 m bis knapp 1.365 m ü. NN ansteigt.

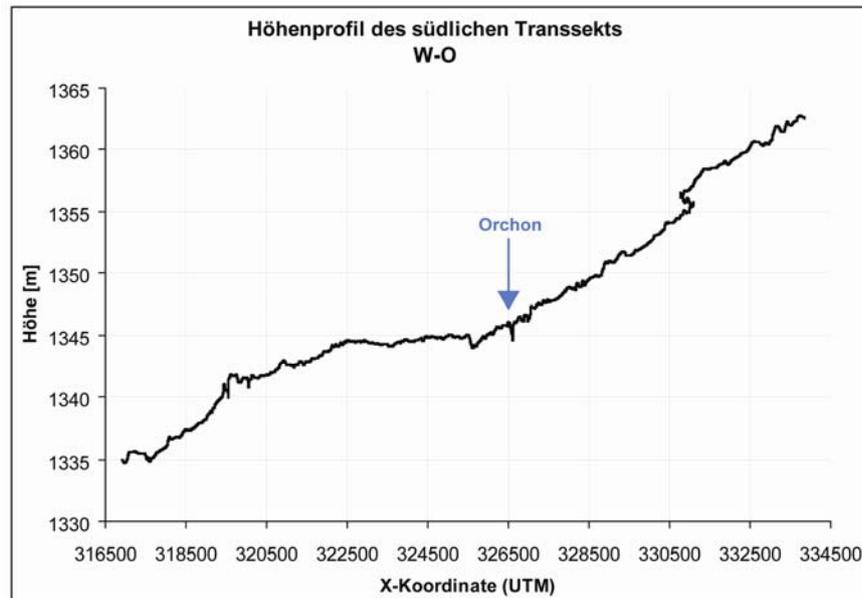


Abb. 27: Höhenprofil entlang des südlichen Transsektes von Westen nach Osten (Höhendaten zur Verfügung gestellt von der FU Berlin)

5 Datenverarbeitung

Für eine erfolgreiche Auswertung mussten die Messdaten aufgearbeitet werden. Dabei wurden die Daten beider Methoden jeweils mit spezieller Software weiter bearbeitet. Ein grundlegender Schritt war die örtliche Zuordnung beider Messungen.

5.1 Geoelektrik

Für eine Erstellung eines aussagekräftigen 2D-Widerstandsmodells des Untergrundes wurden mit Hilfe der Software MagMap2000 (N. N, 2000) und Res2DInv (N. N, 2004) die Rohdaten aufbereitet und invertiert.

5.1.1 Aufbereitung

Die auf der Konsole des OhmMappers™ gespeicherten Messdaten werden mit Hilfe der Software MagMap2000 importiert. Hiermit entfernt man u. a. Messfehler bzw. Ausreißer (Spike) mit Hilfe der Funktion „Despike-Setup“. Dazu wird ein Schwellwert für die Abweichung eines Messwertes definiert (Peak Threshold) sowie die Anzahl an Messwerten bzw. die Breite dieser Anomalie bestimmt, über die diese Abweichung vorliegen darf (Maximum Spike Readings) (N. N, 2000). Die Abb. 28 zeigt den Vergleich zwischen den gemessenen Werten aller Sensoren in mV mit Ausreißern (A) und die mit der oben genannten Despike Funktion bearbeiteten Daten (B).

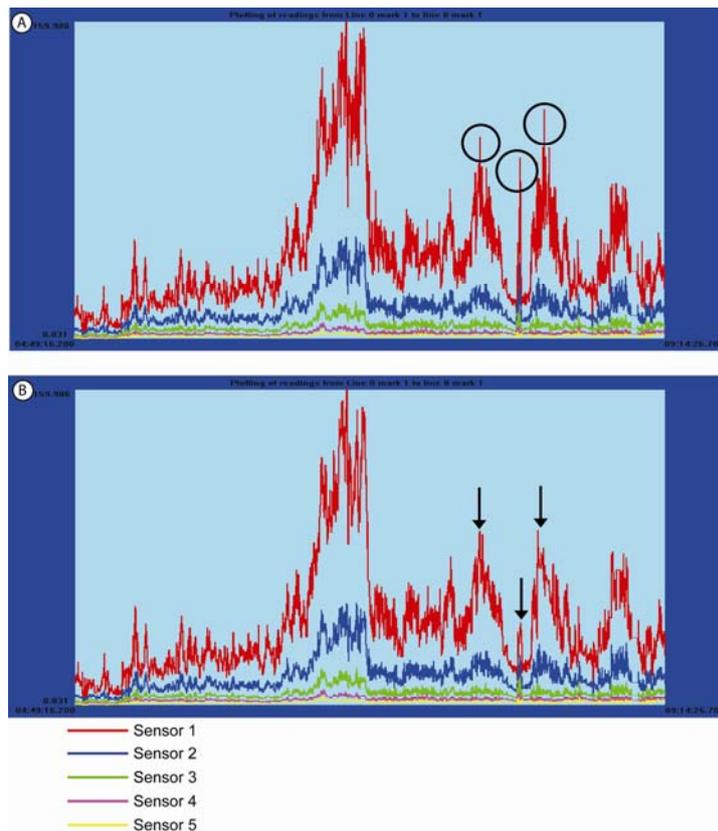


Abb. 28: (A) Messwerte aller fünf Sensoren in mV mit Ausreißern. (B) Bearbeitete Messdaten mit entfernten Ausreißern. Kreise bzw. Pfeile markieren die Ausreißer bzw. entfernte Ausreißer.

Die Daten, die in Res2DInv eingelesen wurden, werden danach weiter aufbereitet. Es werden weitere Datenpunkte entfernt, die von den durchschnittlichen Mittelwerten abweichen. Unter der Option „Entfernen von mangelhaften Datenpunkten“ werden die scheinbaren spezifischen Widerstandswerte in Form eines Profils jedes Datenniveaus dargestellt (Abb. 29). Offensichtliche falsche spezifische Widerstandswerte, die durch zu hohe oder niedrige Werte im Vergleich zu den benachbarten Punkten auffallen, werden manuell entfernt, um eine negative Beeinflussung beim Erstellen des Modells zu verhindern (N. N, 2004).

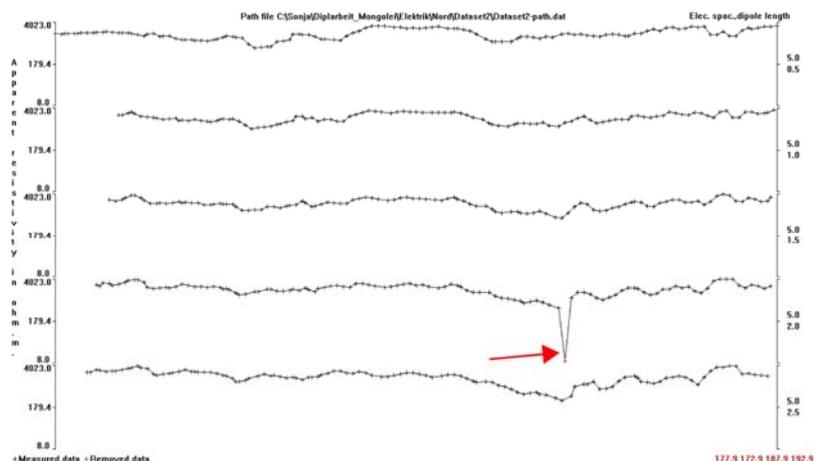


Abb. 29: Beispiel eines Datensatzes mit einem fehlerhaften Datenpunkt (roter Pfeil).

5.1.2 GPS-Koordinaten Zuweisung

Die Korrelation der Koordinaten der Radarspuren mit denen der Geoelektrik ist eine wichtige Voraussetzung für den Vergleich beider Methoden. Hierfür müssen die Positionskoordinaten der Messungen beider Methoden in Übereinstimmung gebracht werden. Da die invertierten Profile der Geoelektrik nur Distanzen erhalten, müssen ihnen Positionen zugeordnet werden.

Zur Gewinnung dieser korrekten GPS-Koordinaten, muss zuerst ein Pfad („path“) mit der Funktion „set flag“ entlang der Transsekte in MagMap2000 (N. N, 2000) erstellt werden. Dieser wird als ASCII Datei abgespeichert. Die invertierten Daten von Res2DInv (N. N, 2004) müssen im Surfer⁴ (N. N, 2009 c)) Format gespeichert werden („<Dateiname>_modres.dat“). Diese Datei wird wieder unter „File - Utilities – Path coordinates -> UTM“ in MagMap2000 (N. N, 2000) eingelesen. Unter ‚Path file‘ wird die gespeicherte Pfad Datei geöffnet, als ‚Data File‘ wird die invertierte modres.dat Datei geladen, und unter ‚Output File‘ wird die neu erstellte Datei mit den ermittelten UTM-Koordinaten als ASCII Datei gespeichert. Die erhaltenen Koordinaten sind die wahren GPS-Koordinaten jedes Datenpunktes entlang der Profillinie, die schon anhand der Anordnung der Empfänger gemittelt korrigiert wurden. Die Tabelle liegt in einem vorgegebenen Format vor (Tab. 2). Jede Koordinate kann nun mit den Koordinaten des Georadars verglichen und einer Distanz der geoelektrischen Daten zugeordnet werden.

Tab. 2: Beispiel für das Tabellenformat, welches die Zuordnung der Distanzen zu den UTM-Koordinaten ermöglicht.

X-location	X: Rechtswert [m]	Y: Hochwert [m]	Z: Höhenlage bezüglich XY m ü. NN	Resistivity [Ω m]
0.35 3148	79.72	5267278.21	0	153.44
0.35 3148	79.72	5267278.21	-0.214	153.44
0.35 3148	79.72	5267278.21	-0.427	153.44
0.35 3148	79.72	5267278.21	-1.324	157.18
0.35 3148	79.72	5267278.21	-2.311	156.53
0.35 3148	79.72	5267278.21	-3.397	43.205
0.35 3148	79.72	5267278.21	-4.591	64.627

⁴ Software für die Erstellung von Konturierung und 3D-Oberflächen und anderer Grafiken für Wissenschaftler und Ingenieure.

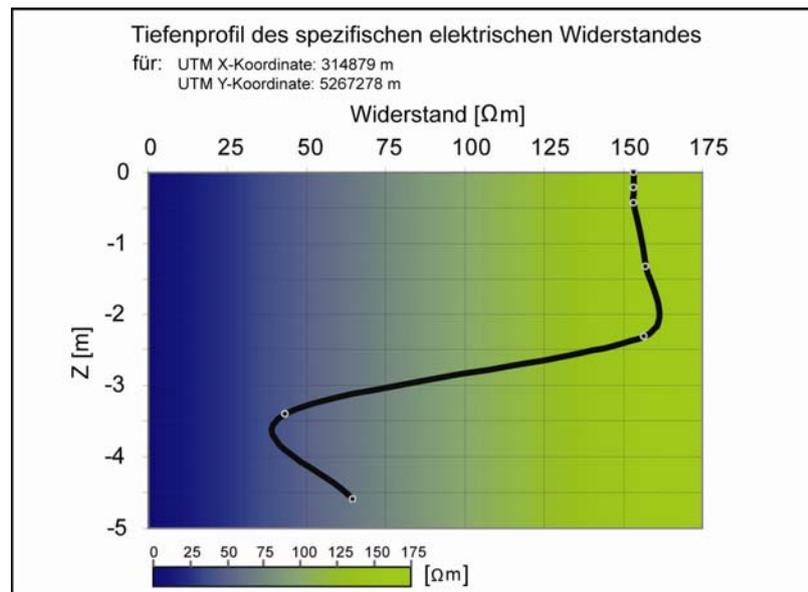


Abb. 30: Tiefenprofil des spezifischen elektrischen Widerstandes an einem Ort (UTM X-Koordinate: 314879 m, UTM Y-Koordinate: 5267278 m) aus Tab. 2.

Dabei ist zu beachten, dass die mit Georadar und Geoelektrik gemessenen Profillinien nicht exakt identisch sind. Dies führt bei dem Vergleich beider Profile teilweise zu Verschiebungen von bis zu ca. 30 m. Dies ist besonders bei der Beschreibung der Profilabschnitte im Laufe der Arbeit (Kapitel 6.3.2) zu beachten.

5.1.3 Fehlerschätzung für den tiefsten Sensor

Bei vielen Profilen ist ein Rauschen im tiefsten Messbereich (größter Sender-Empfänger-Abstand) unterhalb einer schlecht leitenden Schicht ab einer Tiefe von ca. 4 m zu erkennen. Das Ergebnis unter einer schlecht leitenden Lage kann verfälscht werden (Kneisel et al., 2008). Es erfolgt eine Fehlerschätzung für die Potenziale der Widerstände des fünften Empfängers, also für die tiefste Widerstandsverteilung. Dafür wurde die Werteverteilung der Spannungen für ein ca. 300 m langes und ein ca. 200 m langes Profil untersucht und mit einem Histogramm dargestellt. Verglichen wurde ein Ausschnitt, der einen leitfähigen Bereich oberflächennah mit niedrigen spezifischen Widerständen von weniger als 250 Ωm aufweist (Abb. 31 A) mit einem Abschnitt aus nicht leitfähigem Material an der Oberfläche mit höheren spezifischen Widerständen von mehr als 300 Ωm (Abb. 32 A).

Je höher die elektrische Leitfähigkeit in den oberen Schichten ist, desto stärker wird die eingebrachte Energie in diesen Schichten absorbiert. Für tiefer liegende Schichten wird somit das Messsignal geringer und die Schwankungsbreite der Messwerte nimmt zu. Fehlerhafte Messwerte werden durch Bildung der Standardabweichung herausgefiltert. Anhand zweier typischer Messkurven wird dies demonstriert (Abb. 31 und 32).

Der Mittelwert der vom tiefsten Sensor gemessenen Potenziale der Widerstände bei gut leitendem Material liegt bei ca. 1,9 mV (Abb. 31 C) und die Standardabweichung beträgt ca. 0,7 mV. Etwa 30 % der gemessenen Werte liegt also außerhalb der Standardabweichung und werden in die Interpretation nicht mit einbezogen.

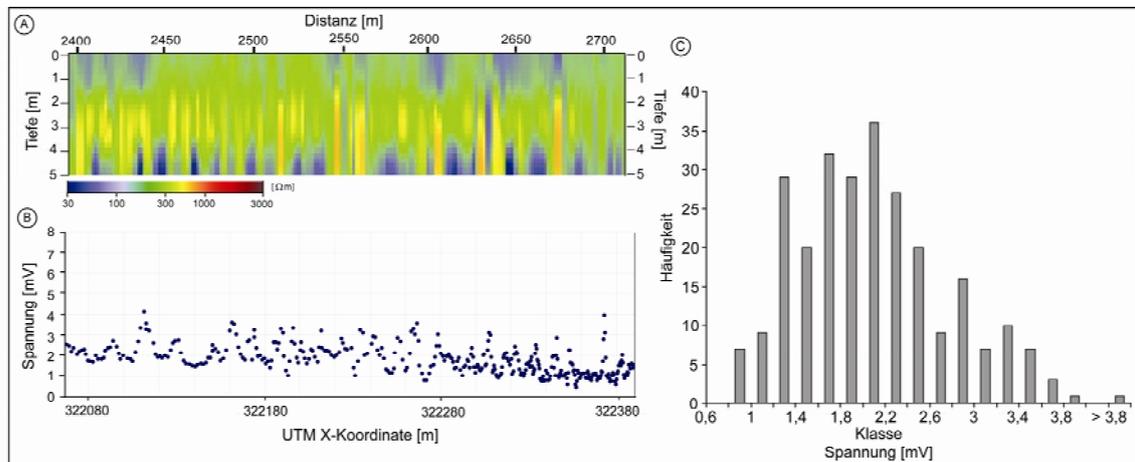


Abb. 31: (A) Inversionsergebnis mit leitfähigem Material an der Oberfläche mit einer 12-fachen Überhöhung. (B) Spannungsmesswerte des fünften Sensors von Profil aus (A). (C) Werteverteilung der Spannungen.

Der Mittelwert der Spannungen bei dem Profil mit einem schlecht leitfähigem Bereich an der Oberfläche liegt bei ca. 1,4 mV (Abb. 32 C). Die ermittelte Standardabweichung beträgt ca. 0,6 mV. Etwa 13 % der gemessenen Werte liegt also außerhalb der Standardabweichung. Bei diesem Tiefenprofil liegen mehr Werte innerhalb der Standardabweichung, obwohl sie kleiner ausfällt, und sind somit verlässlicher. Diese Diskussion zeigt, dass die Standardabweichung für Tiefenprofile mit unterschiedlichen Leitfähigkeiten eine geeignete Methode zur Datenselektion ist.

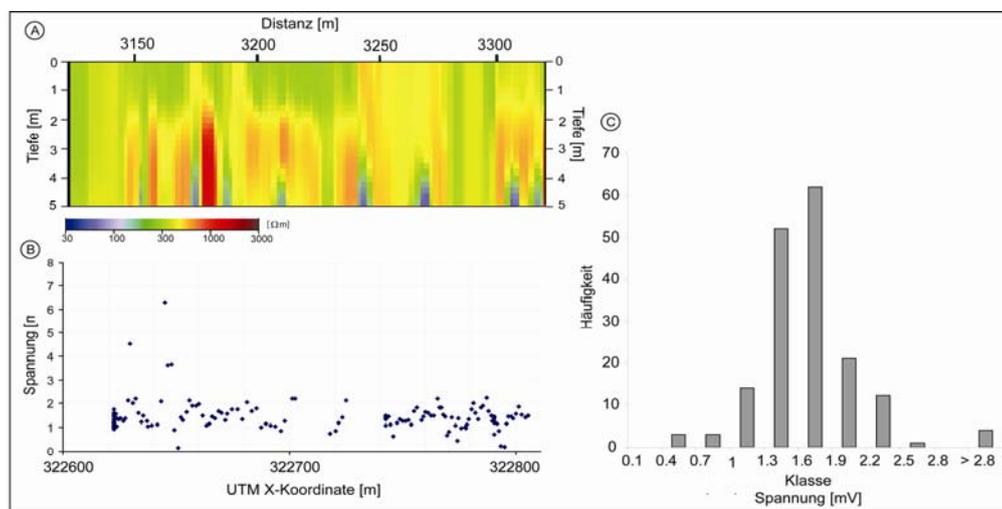


Abb. 32: (A) Inversionsergebnis mit schlecht leitfähigem Material an der Oberfläche mit einer 12-fachen Überhöhung. (B) Spannungsmesswerte des fünften Sensors von Profil aus (A). (C) Werteverteilung der Spannungen.

5.1.4 Inversionsmethoden

Je nach Datensatz gibt es verschiedene Möglichkeiten zur Inversion. Bei den Datensätzen der Mongolei dominieren scharfe Grenzen zwischen hohen und niedrigen Widerständen. Daher bietet sich die ‚robuste Methode‘ (Abb. 33) zum Invertieren an, bei der Erwartung scharfer Grenzen angewendet wird. Im Vergleich zur ‚Standard Gauß-Newton Methode‘ (N. N, 2004) werden bei der ‚robusten Methode‘ (N. N, 2004) die starken Widerstandsänderungen zuverlässiger dargestellt. Eine zusätzliche Glättung („smoothing“), bei der direkt auf die gerechneten Werte ein Glättungsfaktor angewendet wird, soll die Aussagekraft des Ergebnisses verbessern (N. N, 2004).

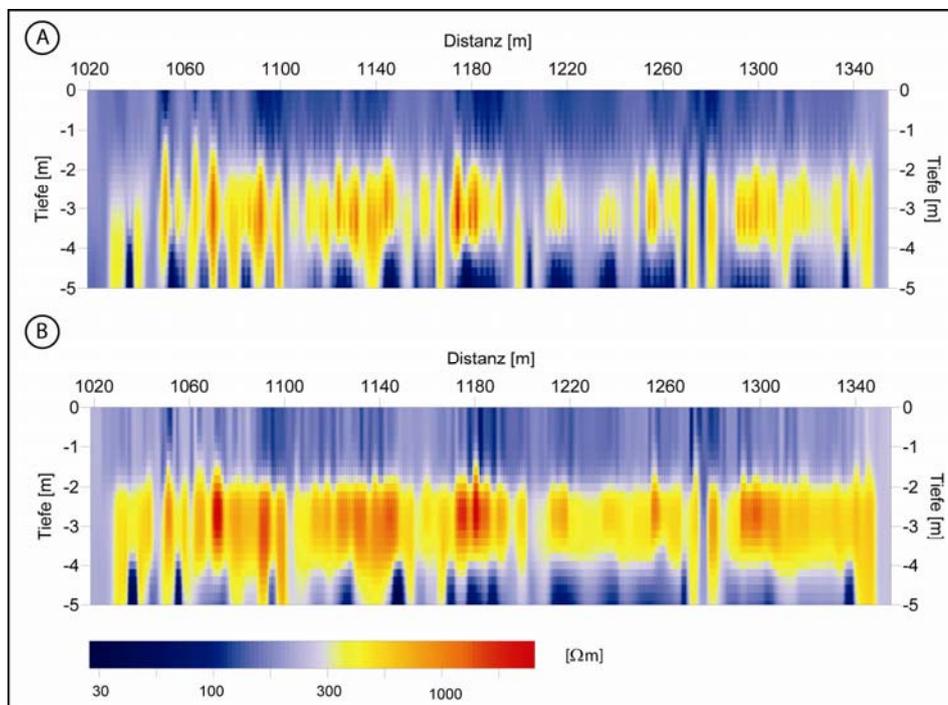


Abb. 33: (A) Inversion nach der ‚Standard Gauß-Newton Methode‘ (N. N, 2004). (B) Inversion nach der ‚robusten‘ Methode (N. N, 2004) mit der deutlichen Grenzschicht zwischen hohen und niedrigen Widerständen.

5.2 Georadar

Radargramme enthalten oft komplizierte Interferenzbilder, die eine übersichtliche räumliche Darstellung von Makrostrukturen behindern. Ziel ist deshalb, die registrierten Daten für eine anschließende Visualisierung geeignet zu bearbeiten, um eine zuverlässigere Interpretation geologischer und sedimentologischer Strukturen und Ereignisse zu ermöglichen. Mit Hilfe der Software ReflexW (Sandmeier, 2006) wurde das Nutzsignal gegenüber dem Störsignal hervorgehoben, eine Maßstabsentzerrung durchgeführt und Laufzeiten in Tiefenangaben umgewandelt. Sie ist nicht nur zur

Visualisierung und Datentransformation verwendbar, sondern auch zur Anwendung verschiedener Filter etc. Mit Hilfe folgender Bearbeitungsschritte wurden die Rohdaten der Georadar-Messungen mittels ReflexW prozessiert.

5.2.1 Aufbereitung

In diesem Kapitel werden die Schritte zur Bearbeitung der Rohdaten (Abb. 34 A) des Georadars beschrieben, die in folgender Reihenfolge durchgeführt wurden.

Festlegung des Nullpunktes („Move start-time“)

Aufgrund der Zeitdifferenz zwischen Beginn der Messung und Eintreffen der Signale kommt es auf allen Radargrammen zu einem gleich breiten leeren Streifen (10 ns - 20 ns). Durch eine statische Korrektur wird dieser entfernt. Die statische Korrektur definiert $t=0$ und $d=0$ im ersten positiven Maximum jeder Spur. Es wird also das erste positive Extremum der kombinierten Luft- und Bodenwelle als Geländeoberfläche definiert. Alle Berechnungen zur Bestimmung der Tiefenlage der zu kartierenden Grenzen beziehen sich somit auf diesen gesetzten Nullpunkt (Abb. 34 B).

Entfernung des Rauschsignals („Background removal“)

Dieser Filter entfernt störende, zeitlich konstante Reflexionsmuster aus den Daten, die messtechnisch bedingt sind und keine geologischen Informationen enthalten. Durch Subtraktion einer Referenzspur von allen anderen Spuren werden nur diejenigen Reflexionen entfernt, die über die gesamte Profillänge auftauchen, zeitlich variierende Muster bleiben erhalten. Dieser Filter ist mit Vorsicht anzuwenden, da er Signale tatsächlich vorhandener, oberflächenparalleler Schichten ebenfalls aus den Daten eliminieren würde (Abb. 34 C).

Entfernung der eigenen Verstärkungskurve („Remove header gain“)

Während der Messung legt der Steuerungscomputer eine eigene Verstärkungskurve auf jede einzelne Spur, welche mit diesem Filter entfernt wird. Diese Option ist besonders hilfreich, wenn man Daten vergleichen möchte, die mit verschiedenen Verstärkungen aufgenommen wurden oder wenn die ursprünglichen Amplituden-Informationen verwendet werden sollen (Abb. 34 D).

Energieabnahme („Energy decay“)

Mit zunehmender Eindringtiefe nimmt die Energie der elektromagnetischen Wellen aufgrund von z. B. Dämpfung und Streuung ab. Um dem entgegen zu wirken, wird mit Hilfe dieses Filters eine Verstärkungskurve in y-(Zeit)- Richtung auf jede einzelne Spur gelegt, die einer durchschnittlichen automatisch ermittelten Amplitudendämpfungskurve

zugrunde liegt. Durch diesen Filter gehen die wahren gemessenen Amplituden verloren, während die höheren Amplituden gegen die niedrigeren Amplituden herausgestellt werden (Abb. 34 E).

Durchschnitts xy-Filter („Average xy-filter“)

Der Filter berechnet den Durchschnitt über ein gewähltes Intervall für jeden Zeitschritt. Er hilft, das Signal-Rausch-Verhältnis auf Kosten der Auflösung zu verbessern (Abb. 34 F).

Zeit-Tiefen Konvertierung („Time-depth conversion“)

Mit Hilfe von Hyperbeln können gemittelte Geschwindigkeiten über eine Profillänge von ca. 600 m bis 1.200 m bestimmt werden (siehe Kapitel 5.2.3). Diese werden zu der Zeit-Tiefen Konvertierung herangezogen, sodass aus den Wellengeschwindigkeiten eine Tiefe ermittelt werden kann (Abb. 34 G).

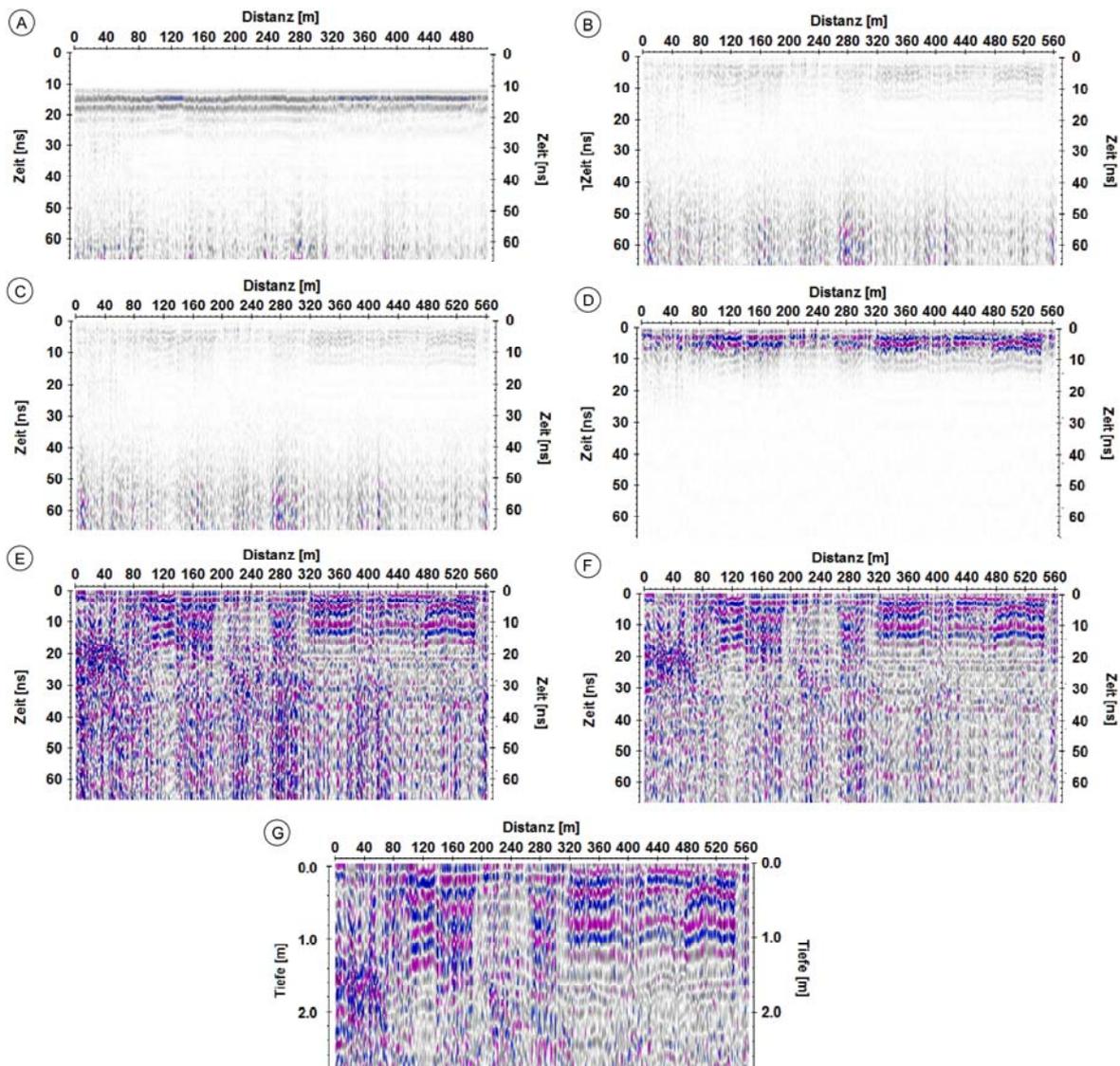


Abb. 34: Aufbereitungsschritte der Rohdaten des Georadars: (A) Rohdaten, (B) Festlegung des Nullpunktes, (C) Entfernung des Rauschsignals, (D) Entfernung der eigenen Verstärkungskurve, (E) Energieabnahme, (F) Durchschnitts xy-Filter und (G) Zeit-Tiefen Konvertierung.

5.2.2 GPS-Koordinaten Zuweisung

Um jeweils die gewünschten Positionen in Radargramm und Elektrikprofil zu erhalten und in Übereinstimmung zu bringen, wurden folgende Arbeitsschritte vollzogen. ReflexW bietet die Option „GPS-times“ (Sandmeier, 2006), die die Aktualisierung der Koordinaten jeder einzelnen Spur ermöglicht, die auf der Erfassungszeit basiert. Eine ASCII Datei mit bestimmtem Format:

Länge [°]	Breite [°]	Meereshöhe [Fuß]	GPS Datum	GPS Zeit
102.6618073 47	487 872	14462	12.05.09	08:14:36

enthält die GPS-Koordinaten und die GPS-Zeiten.

Die Option „UTM-conversion“ ermöglicht die Umwandlung von Grad zu kartesischen Koordinaten, den sogenannten Universal-Transverse-Mercator (UTM) Koordinaten. Der Breitengrad muss als Y-Koordinate gesetzt werden. Die Konvertierung erfolgt automatisch, wobei die UTM-Zone (UTM-Zone 48N) für das ganze Profil von der Koordinate der ersten Spur bestimmt wird. Eine Profillinie kann zur Überprüfung der Koordinaten angezeigt werden. Die Meereshöhe wird von der Software ReflexW (Sandmeier, 2006) automatisch in Fuß angegeben. Die Höhendaten des mitgeführten GPS-Systems wurden jedoch aufgrund der zu großen Ungenauigkeit nicht verwendet. Stattdessen wurden für die Studie Höhendaten eines differenziellen GPS-Gerätes der FU Berlin zur Verfügung gestellt (vgl. Kapitel 4.1).

5.2.3 Geschwindigkeitsanalyse

Zur Bestimmung von Geschwindigkeiten der Wellenausbreitung im Untergrund auf den Transsekten wurden Hyperbeln herangezogen, die in Profilmessungen an Störkörpern (z. B. Kies, Felsbrocken, Rohre, etc.) entstehen. Man nimmt allgemein ein reflektiertes Signal an, das von einem Reflektor direkt unterhalb der Antenne kommt. Jedoch arbeiten Radarantennen mit mehr oder weniger kegelförmiger Ausbreitung der Wellen, meist mit einem Winkel zwischen 35° und 45° . Somit wird auch ein Objekt, das sich nicht direkt unter der Antenne befindet, aufgezeichnet. Die Antenne registriert das Objekt aus verschiedenen Winkeln, zeichnet es jedoch auf, als wäre das Objekt direkt unter der Antenne. Die Winkelinformation geht somit verloren. Die unter einem Winkel aufgezeichneten Signale legen jedoch einen längeren Weg zurück, wodurch sich ebenfalls die Reflexionszeit verlängert. Werden die Datenpunkte einer reflektierenden Oberfläche verbunden, entsteht eine Hyperbel (Abb. 35). Deren Gestalt hängt von Form und Durchmesser des Störkörpers sowie von der Wellengeschwindigkeit ab (Neal, 2004).

Durch die Lage und Form der Körper und durch die dreidimensionale Ausbreitung des Signals kann die aus den Reflexionshyperbeln bestimmte Geschwindigkeit eine „Scheingeschwindigkeit“ sein. Die Analyse der verwertbaren Hyperbeln der Georadar-Messungen ergeben Geschwindigkeiten zwischen 0,09 m/ns und 0,18 m/ns für das Material im Untergrund, während die Ausbreitungsgeschwindigkeit in der Luft einen Wert von 0,3 m/ns annimmt. Eine Zuordnung der Geschwindigkeiten zu den wichtigsten geologischen Materialien ist in Kapitel 3.2 in Tab. 1 zu finden.

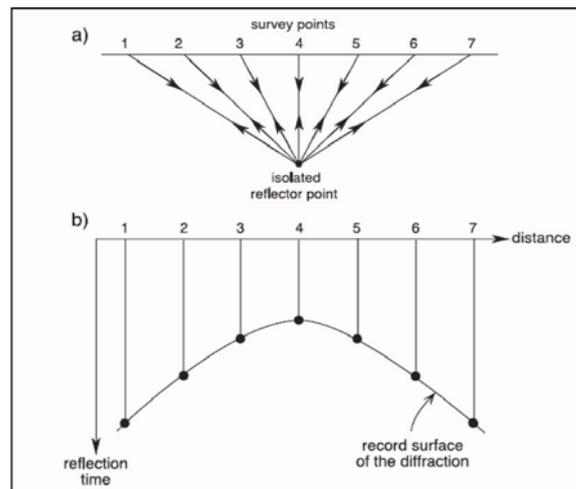


Abb. 35: a) Reflexionspfade zu und von einem Störkörper von den Messpunkten 1-7. b) Die Hyperbel als Ergebnis der reflektierten Wellen. Punkt vier repräsentiert die eigentliche Lage des Störkörpers und weist die kürzeste vertikale Laufzeit auf (aus Neal, 2004).

Wie im Kapitel 3.2 beschrieben, liegen die Wellenausbreitungsgeschwindigkeiten für geologische Materialien zwischen 0,15 m/ns und 0,05 m/ns. Wie in Abb. 36 anhand der Hyperbeln zu erkennen ist, liegen die Geschwindigkeiten der Georadar-Messungen meist zwischen 0,14 und 0,16 m/ns. Seltener erreichen sie einen maximalen Wert von 0,18 m/ns und einen minimalen Wert von 0,09 m/ns.

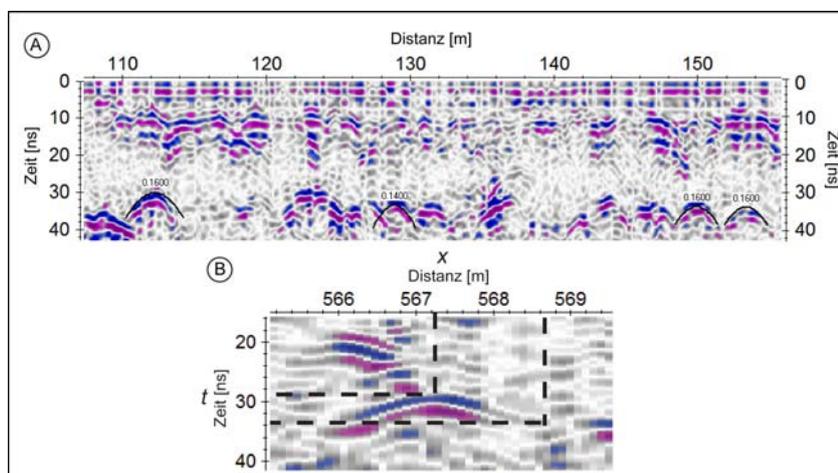


Abb. 36: (A) Durch Hyperbeln angepasste Geschwindigkeiten. (B) Ein Beispiel für eine Hyperbel, aus der die Geschwindigkeit berechnet werden kann (siehe unten).

Mit Hilfe folgender Gleichung kann die Wellenausbreitungsgeschwindigkeit v aus einer Hyperbel bestimmt werden (z. B. Van der Krug et al., 1999):

$$v = \frac{2\Delta x}{\Delta t}, \text{ mit} \quad (5.1)$$

$$\Delta t = \sqrt{t_1^2 - t_2^2} \quad \text{und}$$

der Faktor 2 für die Zwei-Weg Zeit.

Ein Beispiel für die Bestimmung der Geschwindigkeit elektromagnetischer Wellen anhand einer Hyperbel ist in Abb. 36 (B) gegeben. Bei der Position 567,2 m braucht die Welle 28 ns und bei 568,75 m 34 ns. Man erhält somit:

$$v = 2 \frac{568,75 - 567,2}{\sqrt{(34)^2 - (28)^2}} \approx 0,15 \text{ m/ns} \quad (5.2)$$

Diese extrem hohen Ausbreitungsgeschwindigkeiten der Wellen lassen sich mit einem auffälligen Anstieg der Geschwindigkeiten bei gefrorenem Material erklären (Abb. 37). Nach Baker et al. (2007) und Davis & Annan (1989) erreicht die Wellenausbreitungsgeschwindigkeit für Materialien wie Eis Geschwindigkeiten zwischen 0,15 m/ns und 0,17 m/ns.

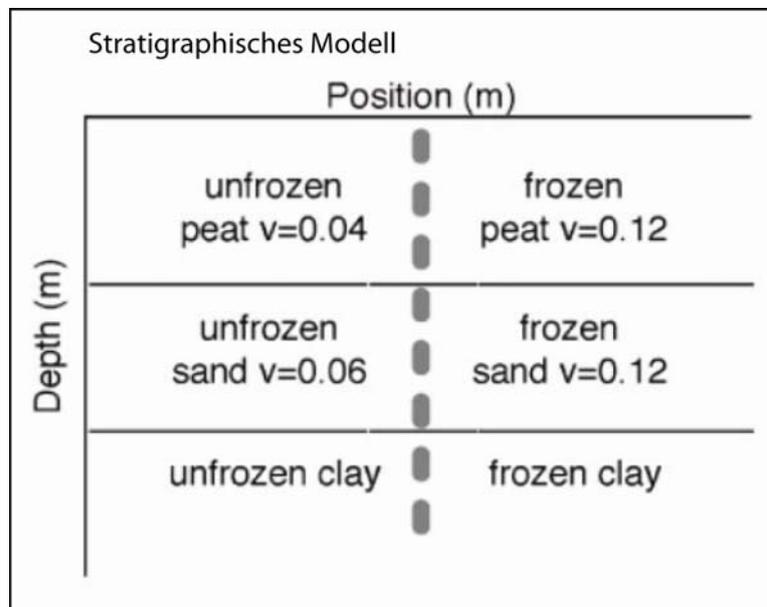


Abb. 37: Das stratigraphische Modell zeigt den Vergleich zwischen ungefrorenem und gefrorenem geologischen Materialien mit Geschwindigkeiten in m/ns (aus Moorman et al., 2003).

Nicht an allen Profilen konnte eine Geschwindigkeitsanalyse durchgeführt werden, da nicht überall Hyperbeln abgebildet sind. Diese hyperbelfreien Profile wurden daher den benachbarten angepasst. Eine Durchschnittsgeschwindigkeit von 0,14 m/ns wurde für alle Profile durch auftretende Hyperbeln ermittelt.

5.2.4 Bestimmung der Dielektrizitätskonstante und Bodenfeuchte

Die Überführung der ermittelten geophysikalischen Parameter in hydrologische Eigenschaften wie den Bodenwassergehalt kann z. B. mittels der Topp-Gleichung erfolgen (Topp et al., 1980).

Die Verteilung der Bodenfeuchte spielt eine wesentliche Rolle für die Interpretation der Daten, da die elektrische Leitfähigkeit sowie der elektrische Widerstand stark vom Wassergehalt der Sedimente abhängen (vgl. Kapitel 3.2). Zur Bestimmung der Bodenfeuchte entlang der Transekte wird mittels der Topp-Gleichung der Wassergehalt anhand der relativen Dielektrizitätszahl (ϵ_r) bestimmt. Über diese empirische Topp-Gleichung wird die dielektrische Leitfähigkeit mit dem Wassergehalt ins Verhältnis gesetzt.

Die nach Gleichung 3.11 bestimmte Dielektrizitätszahl ϵ_r wird in die Topp-Gleichung eingesetzt, um den Wassergehalt (Θ) zu bestimmen:

$$\Theta = -5,3 \cdot 10^{-2} + 2,92 \cdot 10^{-2} \epsilon_r - 5,5 \cdot 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \epsilon_r^3, \text{ mit} \quad (5.1)$$

ϵ_r : relative Dielektrizitätszahl des Gesteins [-]

In der Praxis ist es nicht möglich, Porosität und Sättigung des Bodens gleichzeitig aus der Dielektrizitätszahl zu bestimmen (Greaves et al., 1996).

Der Wassergehalt ist nur ein gemittelter Wert zwischen Geländeoberkante und Frostspiegel, der in einer Tiefe von ca. 1,5 m liegt, und konnte aufgrund fehlender Hyperbeln nicht überall bestimmt werden. Daher ist die ϵ_r -Bestimmung sowie die Ermittlung der Bodenfeuchteverteilung nur eine Näherung. Die Werte schwanken zwischen 0,04 und 0,12 und sind somit sehr gering. Die gemittelte Feuchteverteilung ist in Kapitel 6.3.2 in Abb. 44 und 46 für einige Lokationen für Transekt A und B dargestellt.

6 Auswertung

Zur Übersicht der geoelektrischen Daten werden die Messergebnisse als Rohdaten dargestellt. Anschließend folgt die Auswertung Messergebnisse von Geoelektrik und Georadar bezüglich der klimatischen Verhältnisse und der Frostbildung im Arbeitsgebiet, da dies als Grundlage der weiteren Interpretationen in diesem Kapitel dient.

Eine Gesamtübersicht der invertierten Geoelektrik-Profile sowie der gesamten Georadar-Profile (032 – 080) ist im Anhang auf den Seiten 107 - 154 dargestellt, um die in der Arbeit erläuterten Profilabschnitte in den Gesamtzusammenhang einordnen zu können.

6.1 Messergebnisse

Die Darstellung der geoelektrischen Rohdaten vermittelt einen groben Überblick über die Messergebnisse. Aufgrund des zu großen Umfangs der Radargramme wurden diese hier nicht abgebildet (siehe dazu Anhang Seite 107 – 154).

Um eine erste Aussage über eine scheinbare Widerstandsverteilung im Untergrund treffen zu können, wurde eine Pseudosektion entlang des S- und N-Transsektes in Abb. 38 und 39 dargestellt. Jeder Profil-Koordinate sind fünf scheinbare Widerstandswerte (in Ωm) zugeordnet, die jeweils einer Pseudotiefe, dem n-Faktor oder Separationsfaktor (siehe Kapitel 3.1), entsprechen.

Bei der Betrachtung der horizontalen Widerstandsverteilung des S-Transsektes wird der Unterschied zwischen dem Teil westlich des Flusses (Transsekt A) und dem Bereich östlich des Flusses (Transsekt B) deutlich, indem entlang des Transsektes B ein wesentlich schlechter leitfähiger Bereich als bei Transsekt A dominiert (Abb. 38). Im Bereich östlich des Flusses (Transsekt B) wird die gut leitende tiefere Schicht von einer oberflächennahen besser leitenden Schicht überlagert.

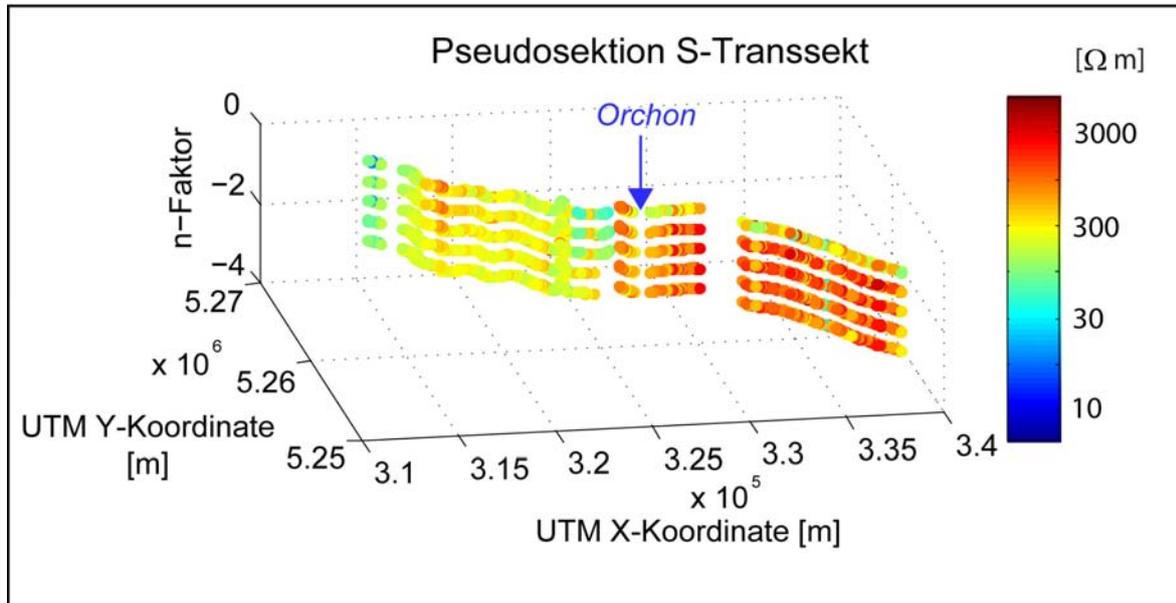


Abb. 38: Verteilung der gemessenen scheinbaren spezifischen Widerstände im Untergrund entlang des S-Transsektes. Der Pfeil deutet die Lage des Flusses Orchon an.

Das N-Transsekt weist im westlichen Teil des Profils sehr hohe Widerstände auf (Abb. 39). Sie sind fast durchgängig größer als 1.000 Ω m. Weiterhin folgt ein extremer Wechsel zu einem besser leitfähigen Bereich. Dieser erstreckt sich bis zum Fluss. Auf der anderen Seite des Flusses nehmen die Widerstände wieder zu, während sie im äußersten Osten sinken (Abb. 39).

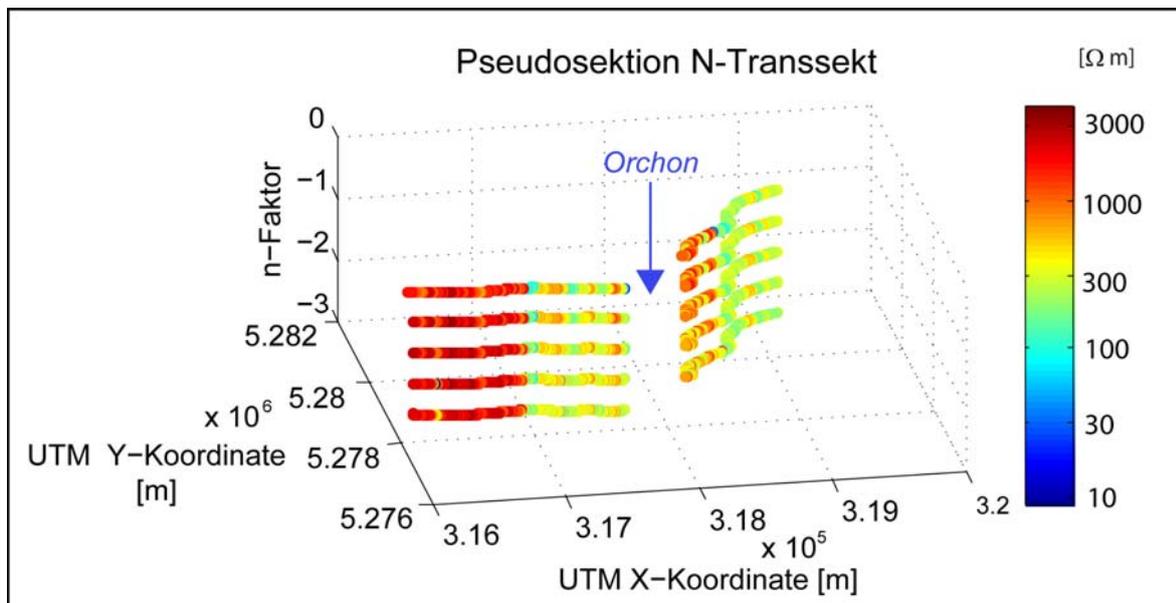


Abb. 39: Verteilung der gemessenen scheinbaren spezifischen Widerstände im Untergrund entlang des N-Transsektes. Der Pfeil deutet die Lage des Flusses Orchon an.

6.2 Bestimmung der Frostgrenze mit Geoelektrik und Georadar

Eis und Wasser unterscheiden sich extrem in ihren elektromagnetischen Eigenschaften (siehe z. B. Tab. 3), weshalb sowohl die Geoelektrik als auch das Georadar zur Abgrenzung von Frostsichten geeignete geophysikalische Methoden sind. Für Wasser beträgt $\epsilon = 80$, während ϵ für Süßwassereis 3 - 4 beträgt (Davis & Annan, 1989) (vgl. auch Tab. 1). Die Sedimentologie beeinflusst die Abbildungsfähigkeit der Methoden (Kneisel et al., 2008).

Die Permafrost- bzw. Eisbildung hängen von Faktoren wie z. B. organische Schichten und Vorhandensein von unkonsolidierten Sedimenten wie groben Blöcken im Untergrund ab (Kneisel et al., 2008). Das Gestein weist je nach Wassersättigung, chemischen Eigenschaften des Porenwassers, Porenvolumen und Temperatur unterschiedliche Widerstandswerte auf (Kneisel, 2006). Die Werte sind in Tab. 3 aufgeführt.

Tab. 3: Spezifische Widerstände verschiedener Materialien (hauptsächlich erstellt nach Telford et al., 1990; Reynolds, 1997) aus Kneisel, 2006.

Material	Range of resistivity [Ω m]
Clay	1–100
Sand	100– 5×10^3
Gravel	100– 4×10^2
Granite	5×10^3 – 10^6
Gneiss	100– 10^3
Schist	100– 10^4
Ground water	10–300
Frozen sediments ^a /ground ice ^a /mountain permafrost ^a	1×10^3 – 10^6
Glacier ice (temperate)	10^6 – 10^8
Air	Infinity

^a nach verschiedenen Quellen, vgl. Kneisel (2003b)

Der Übergang von leitfähigem Wasser zum nicht leitenden Eis bei Überschreiten des Gefrierpunktes führt zu einem extremen Anstieg des spezifischen Widerstandes (Abb. 40). Die Werte des gefrorenen Untergrundes können jedoch aufgrund von Unterschieden in Korngröße, Porengröße, Porenzahl, Wassergehalt, Sättigungsgrad, Salinität des Porenwassers sowie Phase des Wassers schwanken. Gefrorener Sand, Schluff, Kies oder

Schutt können Widerstandswerte zwischen $1.000 \Omega \text{ m}$ und $100.000 \Omega \text{ m}$ annehmen (z. B. Haerberli & Vonder Mühl, 1996).

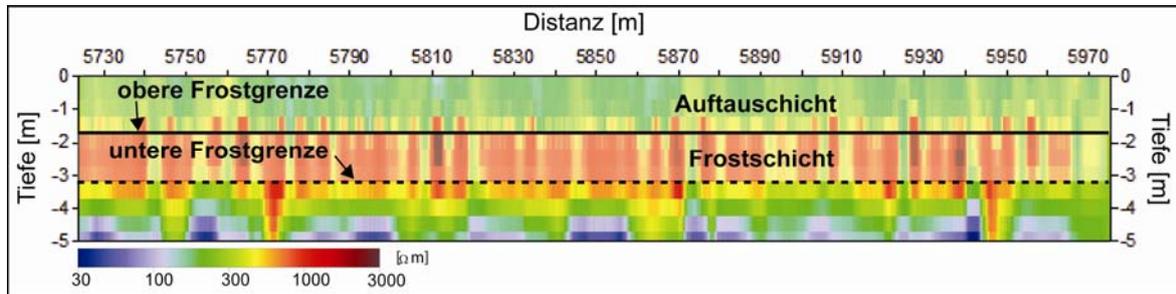


Abb. 40: Ein achtfach überhöhtes Geoelektrik-Profil mit einer ca. 1 m mächtigen Frostschicht unterhalb von ca. 2 m mit Werten um die $1.000 \Omega \text{ m}$ und die darüber liegende Auftauschicht mit ca. $200 \Omega \text{ m}$.

Die hohen elektrischen Widerstände des Eises bieten aufgrund der geringeren Dämpfung der Signalausbreitung sehr gute Bedingungen für das Georadar. Es kann dadurch sowohl zur Abgrenzung von Eis und Gestein als auch zur Bestimmung von Mächtigkeit der Auftauschicht und der Eislagen genutzt werden.

Horizontale bis flach einfallende oder wellige, laterale kohärente Reflektoren bilden Grenzschichten zwischen gefrorenem und ungefrorenem Untergrund ab, sodass z. B. die Basis der Auftauschicht durch das Georadar nachgewiesen werden kann (Abb. 41).

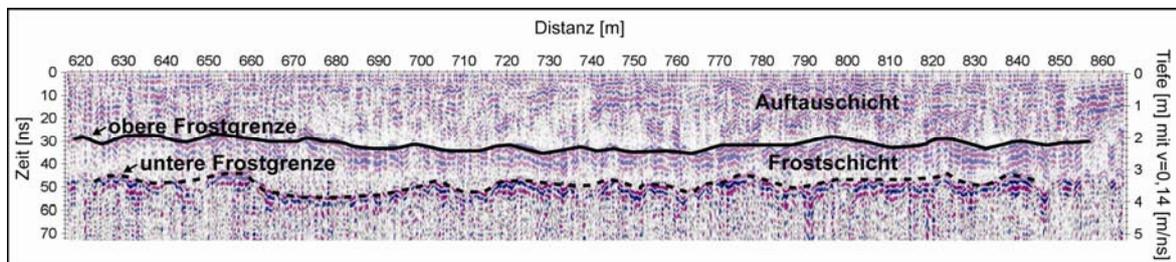


Abb. 41: Ein achtfach überhöhtes Radargramm zeigt die weitgehend reflexionsfreie ca. 1 m mächtige Frostschicht unterhalb von ca. 2 m. Laterale kohärente Reflektoren bilden die obere und untere Frostgrenze ab. Die über der Frostschicht liegende Auftauschicht wird durch Dämpfung des Signals charakterisiert.

Innerhalb eines massiven Eiskörpers sind aufgrund der Homogenität des Eises, also das Fehlen von dielektrischen Kontrasten, nur wenige weitere Reflektoren erkennbar (Abb. 42). Dennoch breiten sich die Wellen durch das massive Eis aus und erzeugen ein starkes Signal an der Unterkante des Eiskörpers (Moorman et al., 2003). Schmelzprozesse in Sedimenten verursachen während der wärmeren Jahreszeiten, in denen der Boden die maximale Auftautiefe erreicht, eine Verringerung des Auflösungsvermögens des Georadars aufgrund steigender Leitfähigkeit.

Abb. 42 zeigt die oben genannten Merkmale für die Abbildung der Frost- und Auftauschicht im Geoelektrik-Profil und Radargramm.

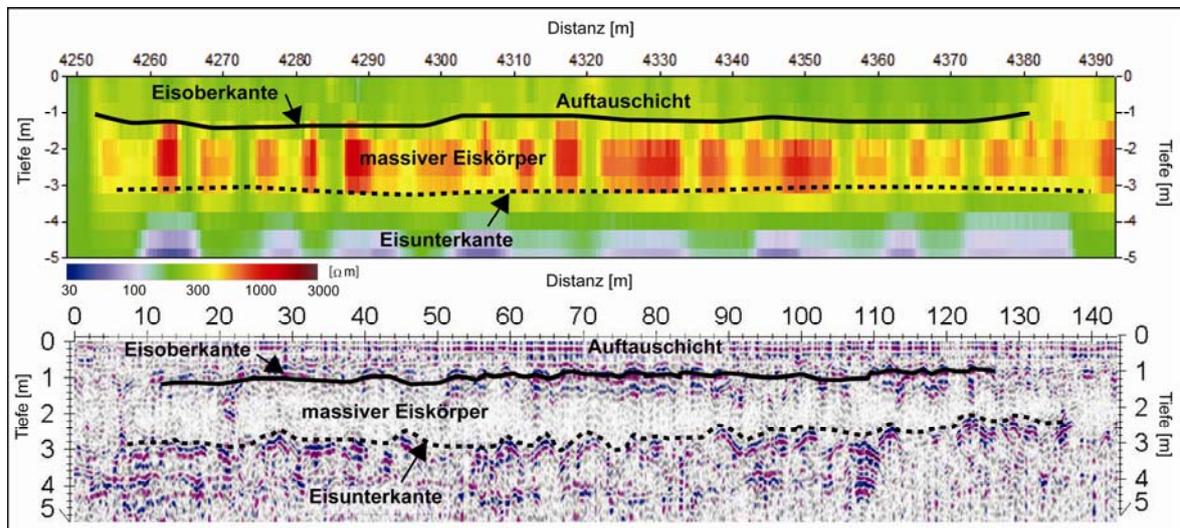


Abb. 42: Geoelektrisches Profil und Radargramm zeigen einen massiven Eiskörper als hochohmige Schicht und als reflexionsfreien Abschnitt, die Auftauschicht als niederohmige Schicht und gedämpften Bereich sowie die Eisoberkante und Eisunterkante.

6.3 Transsekt A

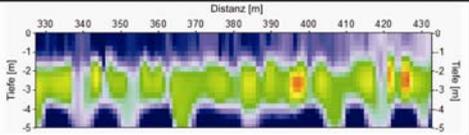
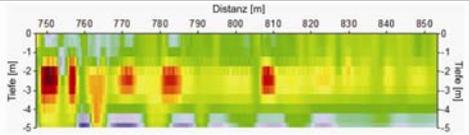
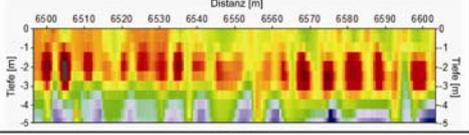
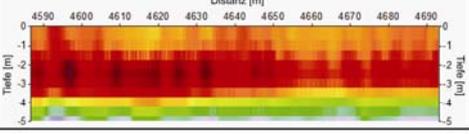
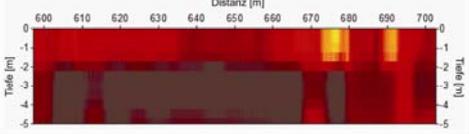
Die Klassifizierung der Messergebnisse des Transsektes A basiert auf der Widerstandsverteilung der nach Kapitel 5.1.4 invertierten Tiefensektionen. Es werden fünf Widerstandsklassen definiert, denen jeweils mit Hilfe des Vergleiches mit Radargramm und Bohrprofilen Lithologien zugeordnet werden.

6.3.1 Geophysikalische Klassifizierung

Aufgrund der ersten Auswertung der Geoelektrik-Profile konnten zwei Schichten festgestellt werden: Die Frostschicht und die Auftauschicht (oberflächennaher Bereich). Dabei variiert die Tiefe der oberen Frostgrenze ungefähr zwischen 1,2 m und 2 m. Eine zuverlässige Tiefenangabe der unteren Frostgrenze ist aufgrund des zu hohen Fehlers dieses Bereiches (siehe Kapitel 5.1.4) meist nicht zu treffen. Während sie sich in einigen Radargrammen als starker Reflektor in einer Tiefe von ca. 3 m abbildet, würde die von der Geoelektrik angegebene Tiefe für die untere Frostgrenze von ca. 3 m jedoch passen.

Mit Hilfe der ersten Auswertung aus Kapitel 6.2 wurden die invertierten geoelektrischen Profile anhand folgender zwei Kriterien in fünf Widerstandsklassen unterteilt: Die elektrischen spezifischen Widerstände in der oberflächennahen Schicht (Auftauschicht) und innerhalb der Frostschicht (Tab. 4).

Tab. 4: Einteilung der fünffach überhöhten invertierten Geoelektrik-Profile in fünf Widerstandsklassen nach zwei unterschiedlichen spezifischen Widerstandswertebereichen.

Widerstands- klasse	Beispiel (invertiertes Geoelektrik-Profil)	spezifischer elektrischer Widerstand [Ωm]	
		oberflächennah (Auftauschicht)	Frostschicht
I		< 125	150-600
II		80-320	250-800
III		320-700	650-2000
IV		700-1000	> 1000
V		> 1000	> 2000



In den Geoelektrik-Profilen ist eine Frostschicht in unterschiedlichen Tiefen zu erkennen. Liegt die obere Frostgrenze tiefer, ist in der Auftauschicht eine höhere elektrische Leitfähigkeit zu beobachten als für höher liegende Frostgrenzen.

Die Bildung von Bodenfrost hängt mit der Wärmeleitung zusammen. Da die Wassermoleküle im festen Aggregatzustand durch die Wasserstoffbrückenbindungen einen festeren Zusammenhalt haben als im flüssigen Zustand, ist die Wärmeleitfähigkeit des Wassers im festen Zustand (Eis) deutlich höher. Bei Temperaturen von 0 °C beträgt die Wärmeleitfähigkeit von flüssigem Wasser 0,56 W/(mK) und für Eis 2,33 W/(mK) (Häfner, 1992). Beim Übergang von Wasser zu Eis kommt es also zu einer Vervierfachung der Wärmeleitfähigkeit (Farouki, 1986). Durch den Phasenübergang wird Umwandlungswärme frei, die der weiteren Temperaturverminderung entgegenwirkt. Gefrierender Boden besitzt also eine höhere Wärmeleitfähigkeit als im ungefrorenen Zustand. Die Wärmeleitfähigkeit des gefrorenen Bodens ist damit durch das temperaturabhängige Verhältnis zwischen ungefrorenem und gefrorenem Wasser bestimmt.

Bei Einsetzen des Tauprozesses sinkt die Wärmeleitfähigkeit mit abnehmendem Eisanteil, während gleichzeitig die elektrische Leitfähigkeit mit steigendem Wasseranteil steigt. Die Frostgrenze dringt tiefer in den Boden ein, wie bei Widerstandsklasse I und II. Die elektrische Leitfähigkeit beträgt nach Grombach et al. (2000) bei einer Temperatur von 0°C für reines Wasser $2,72 \times 10^{-6}$ und für Eis $1,11 \times 10^{-6}$ S/m. Für Eis schwanken die Werte nach verschiedenen Autoren sehr, während für Wasser die elektrische Leitfähigkeit von vielen Faktoren wie z. B. der Temperatur und des Ionengehaltes abhängt. Liegt die Frostgrenze höher, weist die oberflächennahe Auftauschicht eine geringere elektrische Leitfähigkeit auf, bedingt durch den erhöhten Festsubstanzanteil (Eis), und gleichzeitig eine höhere Wärmeleitfähigkeit.

6.3.2 Lithologische Einordnung

Die aus Kapitel 6.3.1 definierten Widerstandsklassen wurden in Abb. 43 und 45 dem Transsekt A zugeordnet. Als Bildgrundlage dient eine Kompsat-Szene, auf der man unterschiedliche Bereiche unterscheiden kann. Die Bereiche, in denen sich der Flusslauf des Orchon verlagert und die sogenannten Auen bildet, sowie die Senken, in denen sich alte Flussläufe befinden, sind dunkel gefärbt. Steppenbereiche heben sich bräunlich ab, während der äußerste Westen bläulich gefärbt ist. Hier tritt Wasser an der Oberfläche aus. Neben der geophysikalischen Einteilung erkennt man also auch unterschiedliche Landschaftsräume auf dem Luftbild.

Da für die Interpretation der Wassergehalt im Boden von großer Bedeutung ist, ist in Abb. 44 und 46 die Feuchteverteilung dargestellt. Deren Berechnung wird in Kapitel 5.2.4 erläutert. Sie wurde gemittelt über einen Tiefenbereich von 1,5 m für diejenigen Profilabschnitte bestimmt, die jeweils im Laufe des Kapitels als Beispiel für jede der fünf Widerstandsklassen dienen.

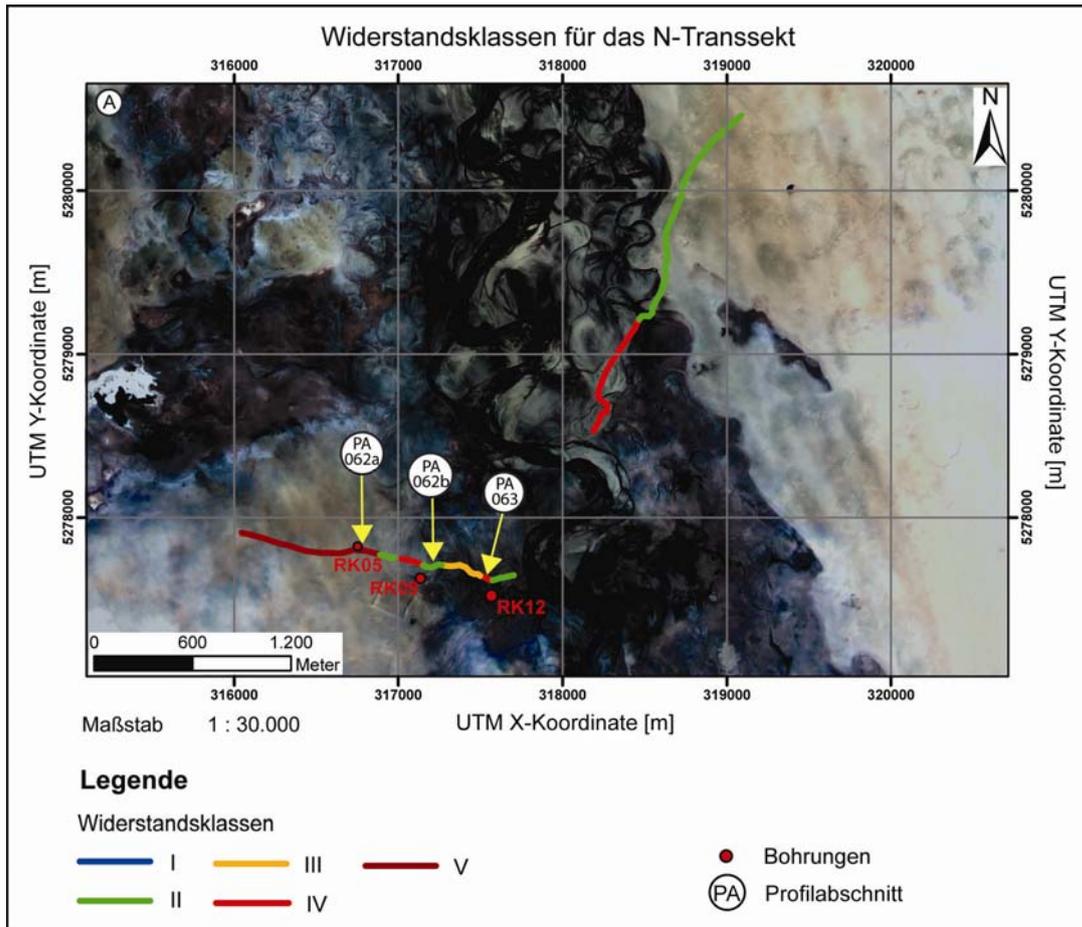


Abb. 43: Die definierten Widerstandsklassen entlang des N-Transsektes. Der gelbe Pfeil gibt die Lage der Profilabschnitte (PA062 bis PA063) an, die in diesem Kapitel erläutert werden. (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

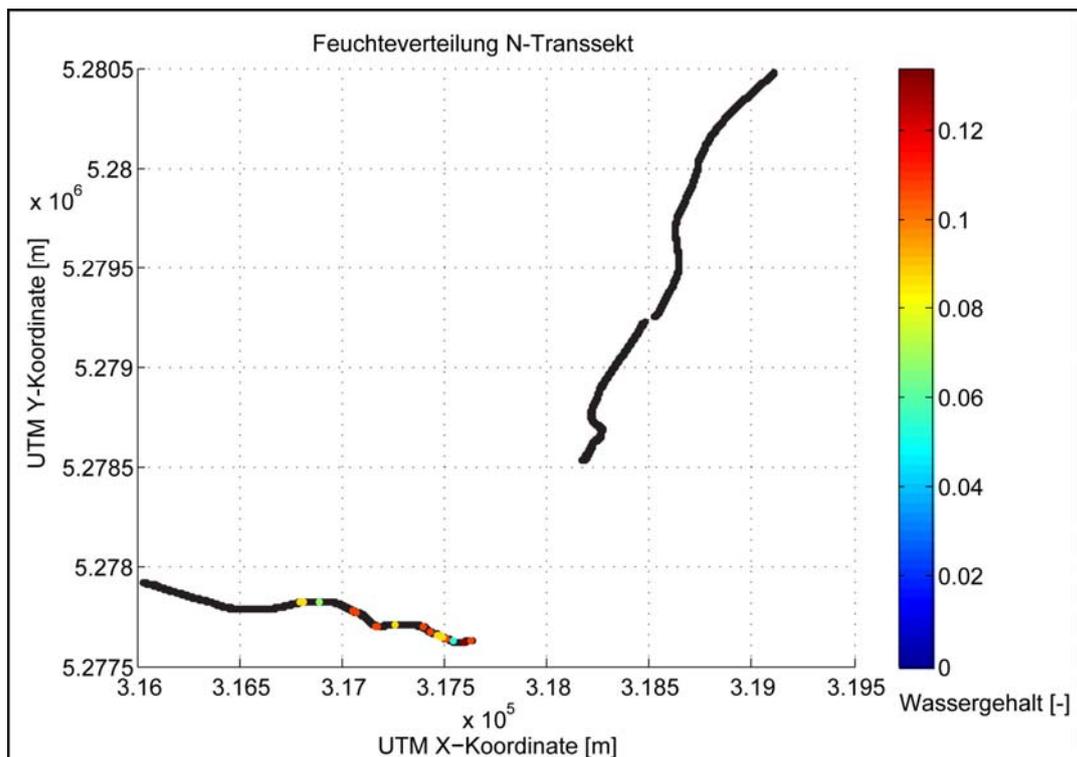


Abb. 44: Gemittelter Wassergehalt des Bodens über einen Tiefenbereich von 1,5 m für den Bereich der Profilabschnitte des N-Transsektes. Berechnung des Wassergehaltes siehe Kapitel 5.2.4.

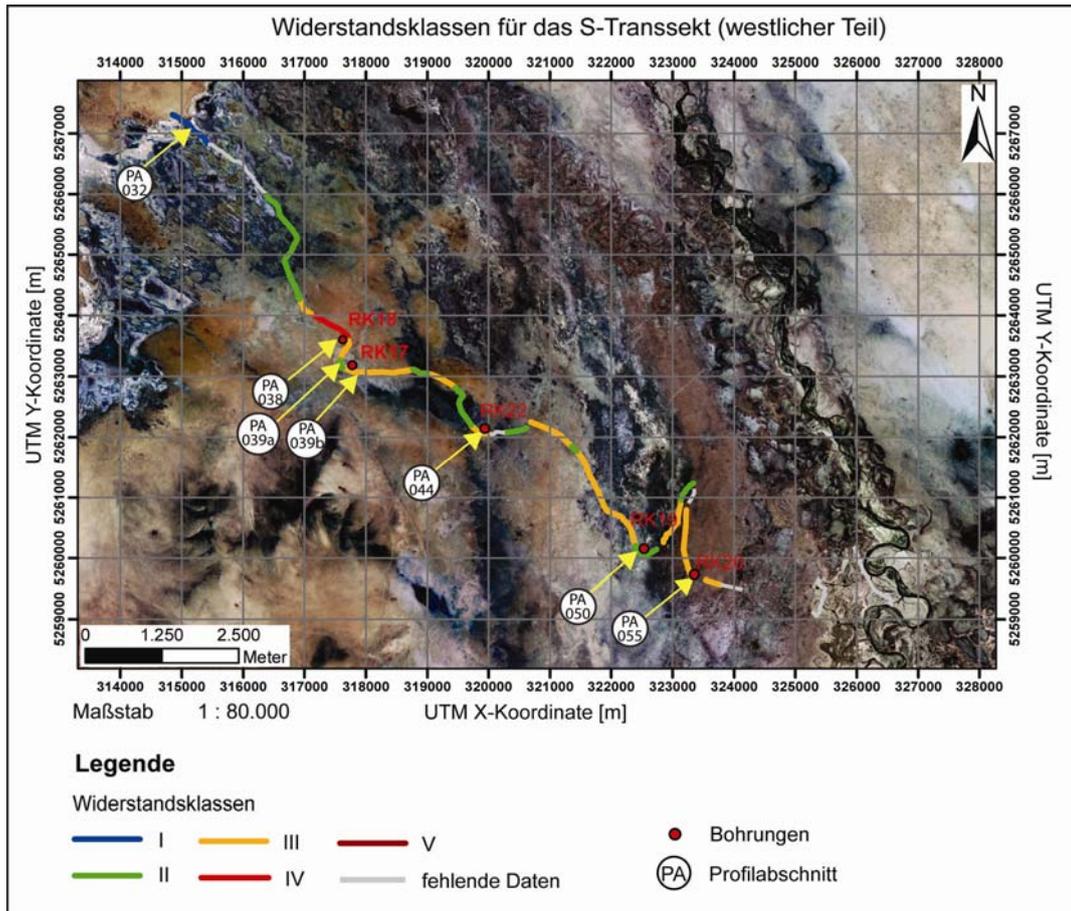


Abb. 45: Die definierten Widerstandsklassen entlang des S-Transsektes (westlicher Teil). Der gelbe Pfeil gibt die Lage der Profilabschnitte (PA032 bis PA055) an, die in diesem Kapitel erläutert werden. (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

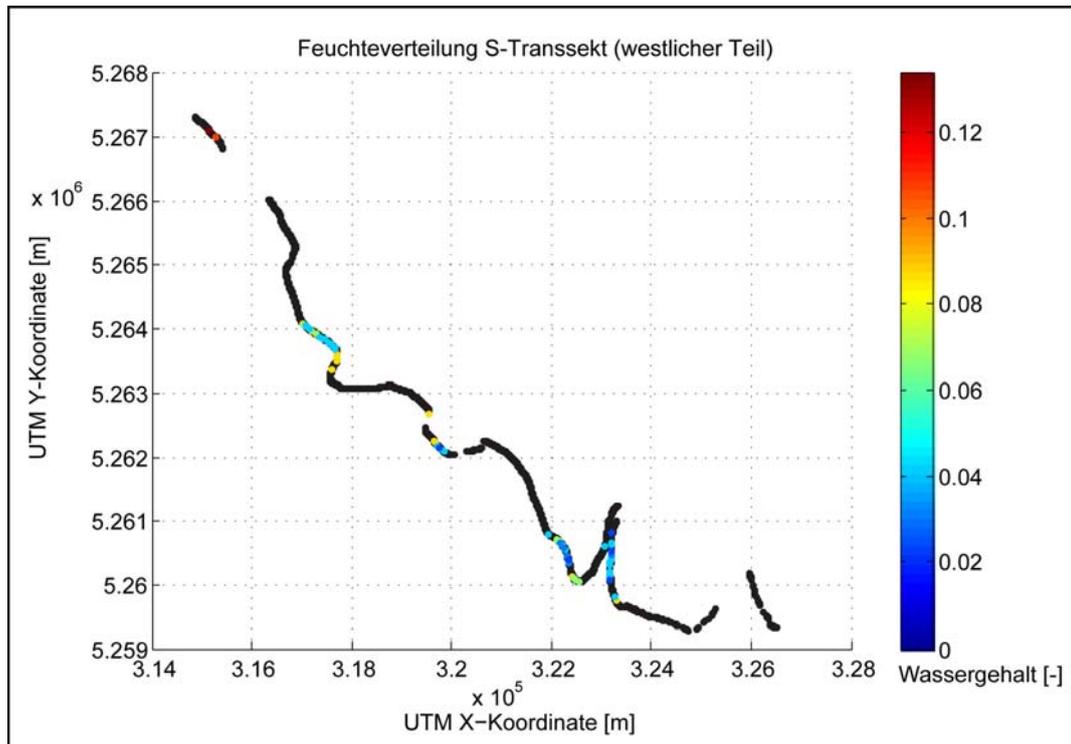


Abb. 46: Gemittelter relativer Wassergehalt des Bodens über einen Tiefenbereich von 1,5 m für den Bereich der Profilabschnitte des S-Transsektes (westlicher Teil). Berechnung des Wassergehaltes siehe Kapitel 5.2.4.

Vergleicht man die in der Studie definierten Widerstandsklassen (Abb. 43 und 45) mit der Feuchteverteilung (Abb. 44 und 46), fällt eine Abhängigkeit der elektrischen spezifischen Widerstände vom Wassergehalt auf. Je höher die spezifischen Widerstände sind, desto niedriger ist der Wassergehalt. Beispielsweise weist die Widerstandsklasse I geringe und Widerstandsklasse IV hohe spezifische Widerstände auf (Werte vgl. Tab. 4), während der Wassergehalt in diesen Bereichen hoch bzw. niedrig ist (Abb. 45 und 46).

Eine detaillierte Beschreibung und Interpretation der spezifischen Widerstandsverteilung, der Radagramme und Lithologien folgen nun für einzelne Profilabschnitte. Alle dafür verwendeten Bohrprofile sind in einer Übersicht mit zugehöriger Legende zusammengefasst (Abb. 47). Die Lage der Bohrungen kann in Abb. 44 und 46 nachgesehen werden.

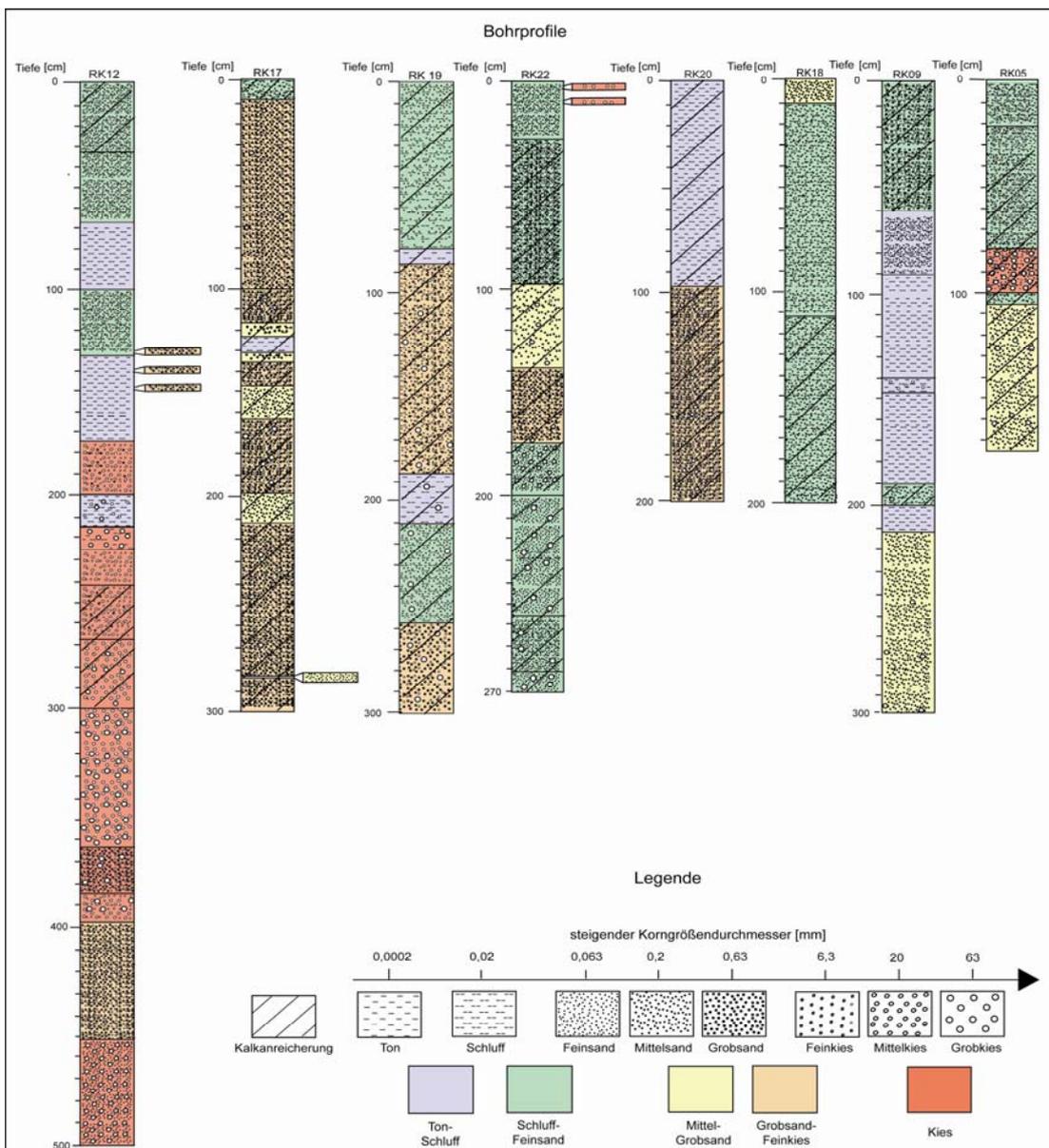


Abb. 47: Übersicht der Bohrprofile (zur Verfügung gestellt von der FU Berlin, verändert). Die Lage der Bohrungen ist in Abb. 43 und 45 gekennzeichnet.

Es wurden Geoelektrik-Profilabschnitte jeder Widerstandsklasse gewählt, die mit den dazugehörigen Radargrammabschnitten verglichen und anhand von Bohrprofilen lithologisch eingeordnet und interpretiert werden. Die Lage dieser ausgewählten Profilabschnitte (PA) ist in Abb. 43 sowie in Abb. 45 mit einem gelben Pfeil und mit PA1 - PA10 gekennzeichnet. Zur Einordnung der Profilabschnitte in den Zusammenhang der gesamten gemessenen Transsekte siehe S. 107 – 154.

Widerstandsklasse I

Die Widerstandsklasse I tritt nur im äußersten Westen des südlichen Transsektes auf. Auffällig sind die sehr geringen Widerstände ober- und unterhalb der hochohmigen Lage, die zwischen 2 m und 3,50 m tief liegt (Abb. 48). Es ist eine oberflächennahe Schicht mit spezifischen Widerständen von weniger als $50 \Omega\text{m}$ zu erkennen. Das Radargramm in Abb. 48 zeigt Reflektoren mit hoher Amplitude im ersten Meter, darunter ist die Auflösung nicht ausreichend, um Strukturen zu erkennen. Die Ursache für die schlechte Auflösung im Radargramm sowie für die niedrigen Widerstände ist die hohe elektrische Leitfähigkeit aufgrund eines hohen Wassergehaltes (vgl. Abb. 46). Die topographische Senke im Westen (vgl. Abb. 27) lässt einen höheren Grundwasserspiegel als im Osten annehmen, sodass Wasser nah an der Oberfläche vorzufinden ist und sogar austritt (Foto in Abb. 48).

Die Frostschicht weist Widerstände von ca. $300 \Omega\text{m}$ auf. Salzhaltiges Wasser mit einer hohen elektrischen Leitfähigkeit wäre eine mögliche Erklärung für die relativ niedrigen Widerstände der Frostschicht, da salzhaltiges Wasser den Gefrierpunkt verringert. Eine andere mögliche Ursache sind Tone und Schluffe, die aufgrund ihrer kleinen Poren ebenfalls den Gefrierpunkt verringern (Kneisel et al., 2008).

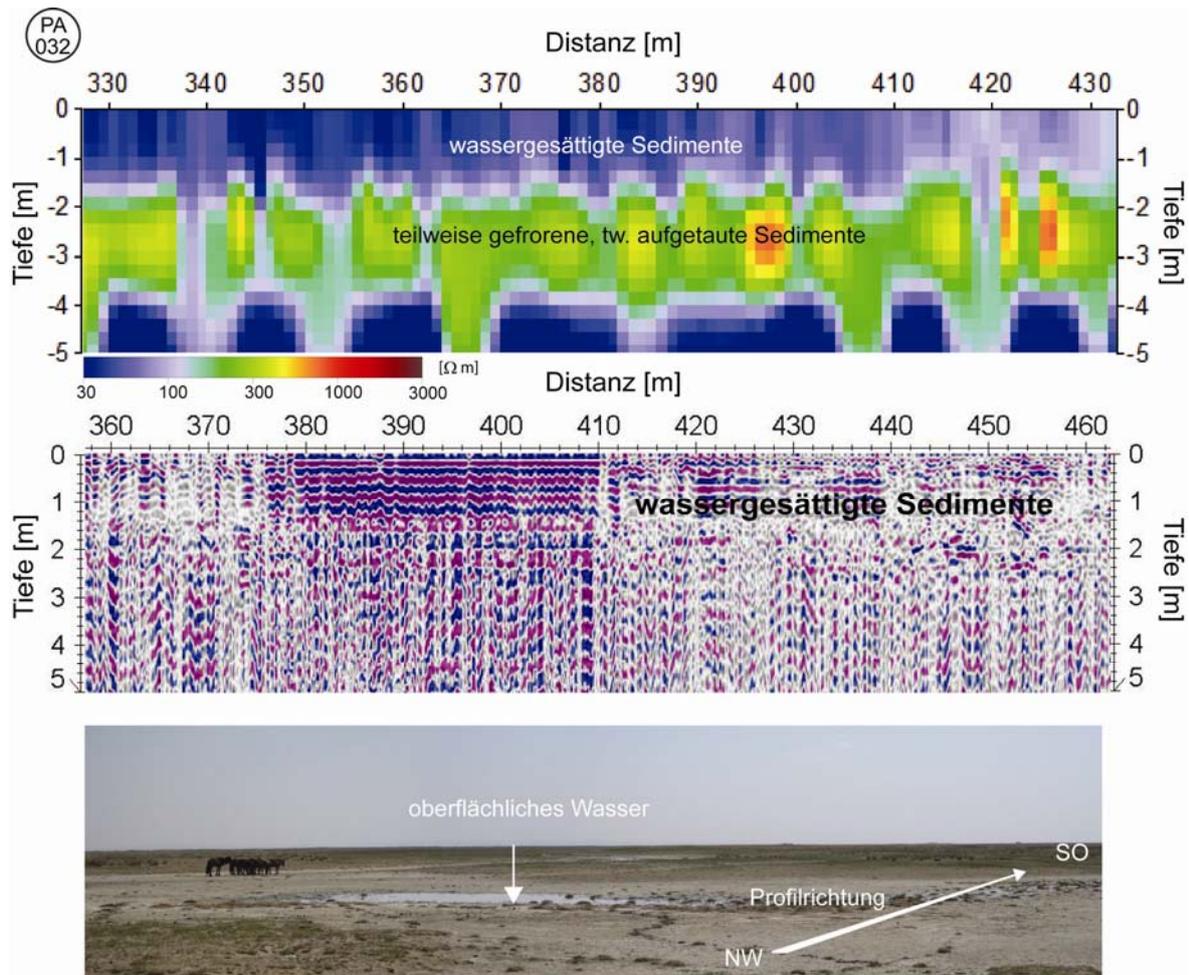


Abb. 48: Profilabschnitt 032: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil der Widerstandsklasse I und Radargramm mit der Lage: UTM X-Koordinate: 315168 m, UTM Y-Koordinate: 5267071 m (siehe Abb. 45). Das Foto zeigt landschaftliche Gegebenheiten und die Profilrichtung der geophysikalischen Messungen.

Widerstandsklasse II

Als Beispiel für die Widerstandsklasse II dienen Abb. 49, 50 und 51. Sie werden aufgrund ihrer ähnlichen Widerstandsverteilung der gleichen Widerstandsklasse zugeordnet. Jedes zugeordnete Radargramm weist jedoch dagegen unterschiedliche Reflexionsmuster auf. Durch den Vergleich mit dem Bohrprofil lassen sich die unterschiedlichen Reflexionsmuster mit den unterschiedlichen Lithologien erklären.

In Abb. 49 sind im Radargramm kontinuierlich wellig verlaufende Reflektoren mit einer starken Amplitude in einer Tiefe von 2 m zu erkennen. Die Reflektoren bilden eine Grenzschicht zwischen zwei Materialien unterschiedlicher elektromagnetischer Eigenschaften. Die Eindringtiefe des Georadars reicht hier kaum aus, um die untere Grenzschicht abzubilden. Diese ist in einer Tiefe von ca. 3 m nur noch zu erahnen.

Der oberflächennahe Bereich ist von gröberem Material wie Grobsand-Feinkies geprägt (vgl. Bohrprofil RK17). Da der Boden in diesem Bereich jedoch zu geringe spezifische Widerstände ($120 \Omega \text{ m} - 280 \Omega \text{ m}$) für trockene grobkörnige Sedimente aufweist, muss

hier ein relativ hoher Wassergehalt herrschen (vgl. Abb. 46). Es ist möglich, dass sich oberhalb der Frostgrenze nicht gefrorenes Wasser befindet, welches zu niedrigeren Widerständen führt. Die Kapillarsteighöhe für Sand und Kies beträgt zwischen 20 cm und 100 cm (Tab. 5) und könnte zu einer Erhöhung der Bodenfeuchte an der Oberfläche führen. Eine etwas feinere ca. 30 cm mächtige Schicht liegt genau oberhalb der Frostgrenze (vgl. Bohrprofil RK17 in Abb. 49) und könnte ebenfalls den kapillaren Aufstieg des Wassers durch seine noch größere kapillare Steighöhe (Tab. 5) unterstützen.

Tab. 5: Kapillare Steighöhen abhängig u. a. von Korngrößen der Sedimente (aus Schick, 2002).

Material nach Korngröße	Kapillare Steighöhe [cm]
Kies	5 bis 10
Sand und Kies	20 bis 100
Fein-, Mittelsand	100 bis 150
Lehm, Löss	bis 350

Die darunter liegende Schicht mit hohen spezifischen Widerständen deutet auf die zum großen Teil gefrorenen Sedimente hin. Laut Bohrung RK17 besteht diese Schicht aus grobkörnigem Material wie Grobsand-Feinkies.

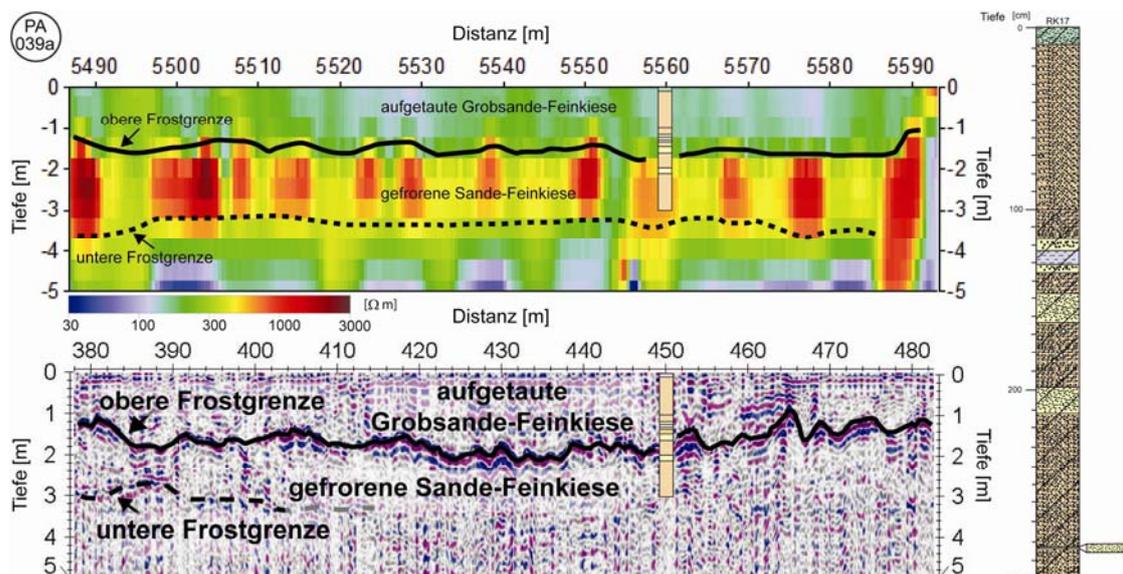


Abb. 49: Profilabschnitt 039a: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil der Widerstandsklasse II und Radargramm mit der Lage: UTM X-Koordinate: 317587 m, UTM Y- Koordinate: 5263174 m (siehe Abb. 45). Vergrößertes Bohrprofil RK17.

Die wesentlichen Unterschiede zu Abb. 49 sind im Radargramm und Bohrprofil der Abb. 50 deutlich zu erkennen. Das Radargramm zeigt keinerlei erkennbare Reflexionsmuster, nur etwas stärkere Amplituden sind oberflächennah zu erkennen. Das Bohrprofil RK19 (Abb. 50) zeigt insgesamt einen höheren Feinkornanteil. Direkt an der Oberfläche befindet sich eine 90 cm mächtige feinkörnige Schicht aus Schluffen-Feinsanden (vgl. Bohrprofil

RK19 in Abb. 50). Das von diesen Sedimenten gebundene Wasser führt zu einer zu hohen Leitfähigkeit des Bodens und somit zu einer starken Dämpfung der elektromagnetischen Wellen des Georadars an der Oberfläche.

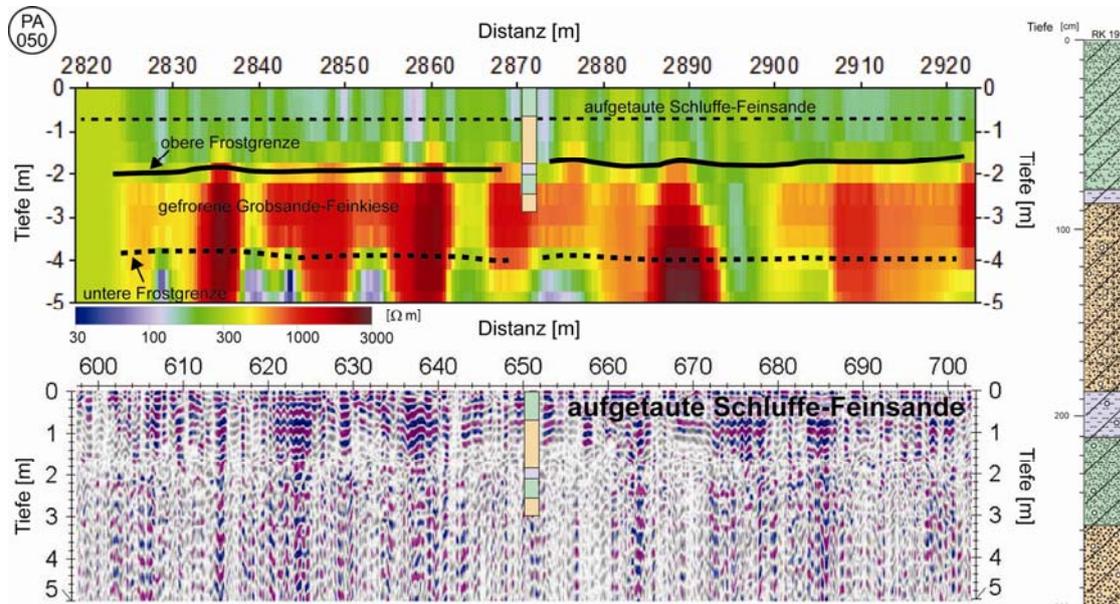


Abb. 50: Profilabschnitt 050: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil der Widerstandsklasse II und Radargramm mit der Lage: UTM X- Koordinate: 323403 m, UTM Y- Koordinate: 5260143 m (siehe Abb. 45). Vergrößertes Bohrprofil RK19.

Das Radargramm in Abb. 51 weist ähnlich gedämpfte Reflektoren auf wie in Abb. 50, hier jedoch liegen die Reflektoren tiefer im Boden. Die Grenze, die sich in der Geoelektrik wieder in einer Tiefe von 2 m abbildet, ist im Radargramm nicht zu erkennen. Die Bohrung weist einen noch höheren Feinkornanteil auf. Während die ersten 30 cm wieder aus Schluffen und Feinsanden bestehen, folgen darunter sogar Tone bis zu einer Tiefe von 2 m (vgl. Bohrprofil RK09 in Abb. 51). Dieser Feinkornanteil bildet sich in der Elektrik durch niedrige spezifische Widerstände ab ($< 200 \Omega \text{ m}$). Die Grenze zwischen oberflächennahem feinen Material und der darunter liegenden Mittel-Grobsandschicht wird in der Elektrik deutlich. Die grobe Schicht weist höhere Widerstände auf. Aufgrund des hohen Feinkornanteils und der starken Dämpfung ist dieser Materialwechsel im Radargramm nicht erkennbar.

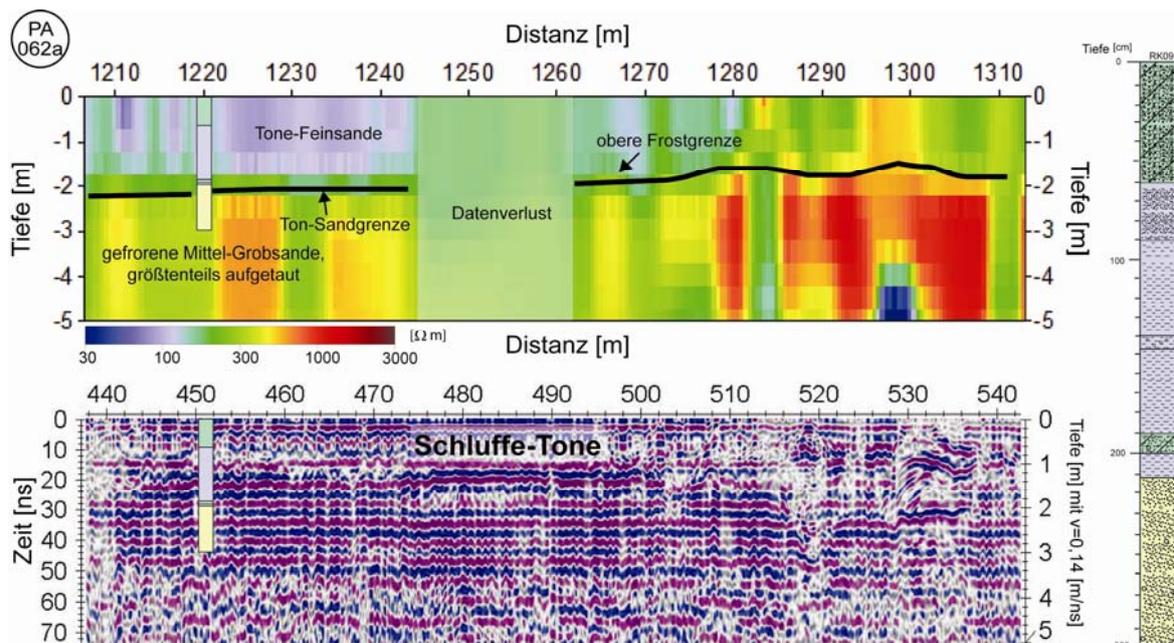


Abb. 51: Profilabschnitt 062a: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil Widerstandsklasse II und Radargramm mit der Lage: UTM X- Koordinate: 323403 m, UTM Y- Koordinate: 5260143 m (siehe Abb. 43). Vergrößertes Bohrprofil RK09.

Widerstandsklasse III

In den folgenden drei Beispielen wird die Widerstandsklasse III erläutert. Alle Profile zeigen, dass die obere Frostgrenze generell ca. 50 cm höher liegt als bei den Widerstandsklassen I und II (siehe oben).

Feineres Material wie Schluffe und Feinsande liegen an der Oberfläche vor, müssen aber aufgrund höherer Widerstände mit Werten zwischen $300 \Omega\text{m}$ und $400 \Omega\text{m}$ einen geringen Wassergehalt aufweisen (Abb. 52). Laut Bohranalysen, die die oberen Schichten als trocken beschreiben, ist hier von trockenen Verhältnissen auszugehen (Abb. 15). Die obere und untere Frostgrenze ist in der Elektrik deutlich zu erkennen, während sie im Radargramm nur durch diskontinuierliche Reflektoren zu erahnen sind. Die nur teilweise erkennbaren Hyperbeln hauptsächlich im rechten Abschnitt des Radargramms könnten aufgrund von Gefrier- und Tauprozessen durch Kryoturbation aufbereitete Sedimente darstellen mit großen eingelagerten Kiesen (vgl. RK22 in Abb. 52). Diese können der Grund für die erhöhten Widerstände in der Frostschicht sein, obwohl Feinsande dominieren. Der Übergang zwischen Eis und getautem Eis innerhalb der Frostschicht spiegelt sich in der Elektrik durch einen Wechsel zwischen hohen und geringen spezifischen Widerständen innerhalb einer geringen Distanz von wenigen Metern wider (8.520 m - 8.540 m).

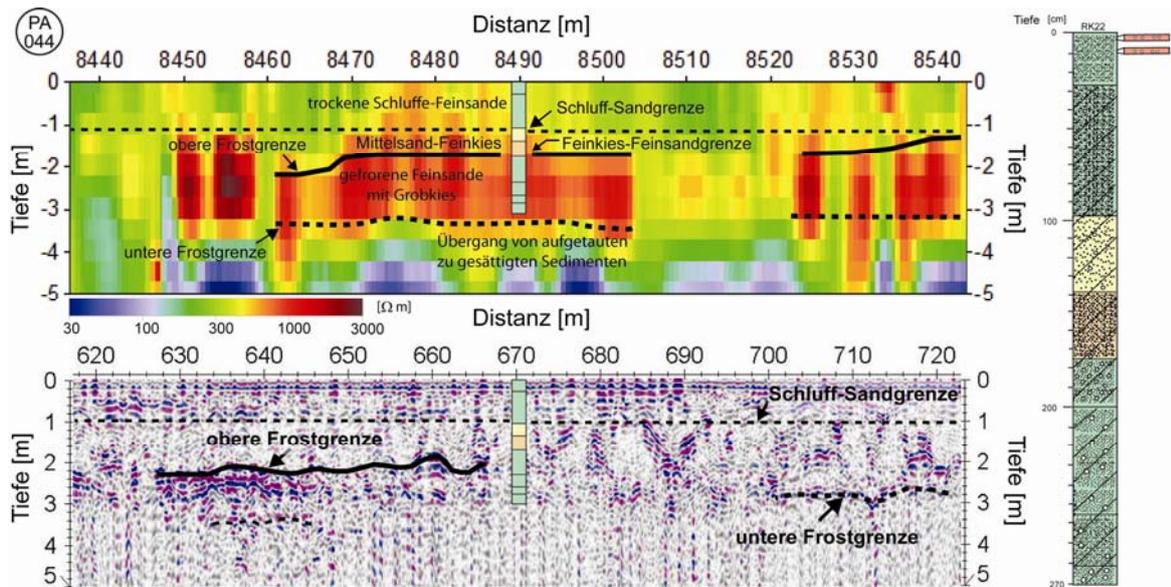


Abb. 52: Profilabschnitt 044: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil Widerstandsklasse III und Radargramm mit der Lage: UTM X- Koordinate: 319816 m, UTM Y- Koordinate: 5262100 m (siehe Abb. 45). Vergrößertes Bohrprofil RK22.

Abb. 52 unterscheidet sich durch das Reflexionsbild im Radargramm von Abb. 52. Es zeigt zwei deutliche Grenzschichten. Sie können mit den Elektrikdaten korreliert werden und somit als obere und untere Frostgrenze interpretiert werden. Der dazwischen liegende Bereich ist größtenteils gefroren. Vergleicht man diese Abbildung mit Abb. 49, lässt sich das Material als grobkörnig einstufen. Denn da obere und sogar die untere Grenze in einer Tiefe von knapp 4 m im Radargramm noch aufgelöst sind, muss es sich um Sedimente mit einem hohen Grobanteil handeln.

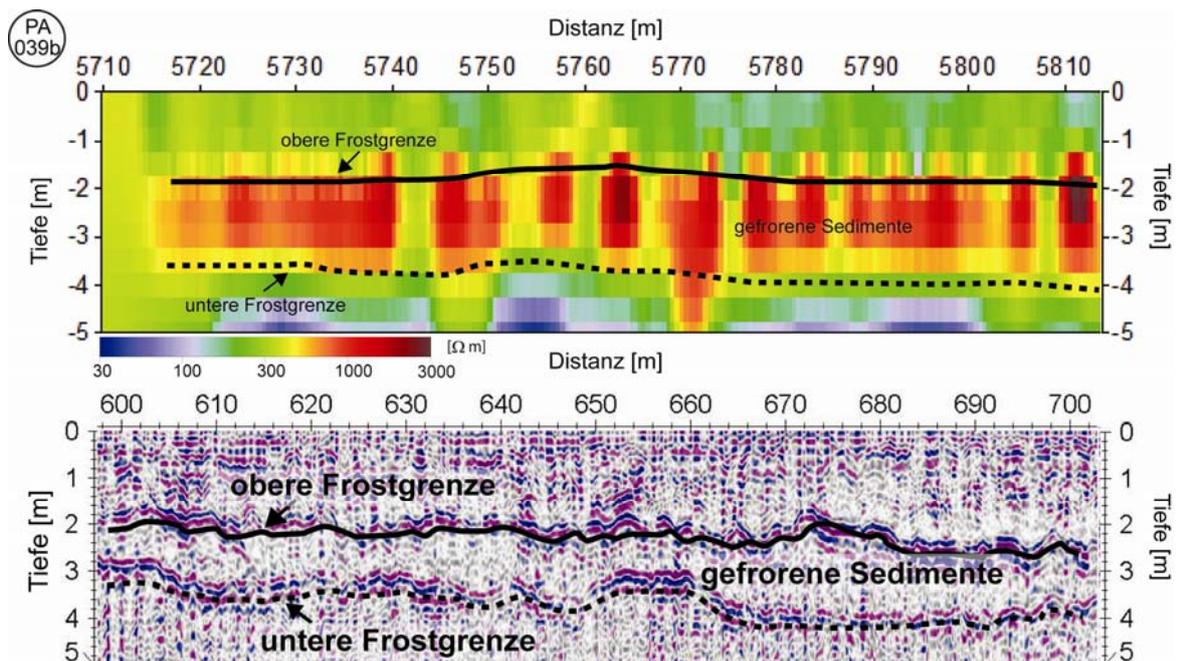


Abb. 53: Profilabschnitt 039b: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil Widerstandsklasse III und Radargramm mit der Lage: UTM X- Koordinate: 317933 m, UTM Y- Koordinate: 5263060 m (siehe Abb. 45).

Ein anderes Reflexionsmuster zeigt Abb. 54. Hier dominiert das sehr feine Material (Tone und Schluffe) an der Oberfläche, während in einer ungefähren Tiefe von 60 cm der Materialwechsel zu den größeren Grobsanden-Feinkiesen zu erkennen ist (vgl. Bohrprofil RK20 in Abb. 54).

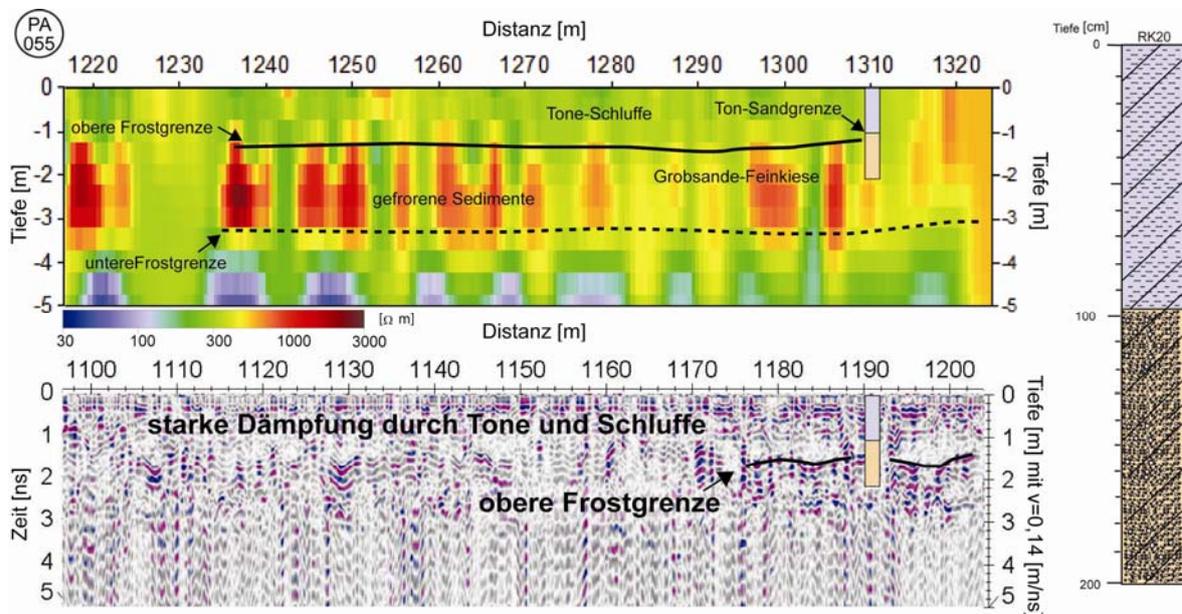


Abb. 54: Profilabschnitt 055: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil der Widerstandsklasse III und Radargramm mit der Lage: UTM X- Koordinate: 323188 m, UTM Y- Koordinate: 5260305 m (siehe Abb. 45). Vergrößertes Bohrprofil RK20.

Widerstandsklasse IV

Die folgenden zwei Abbildungen zeigen Beispiele für die Widerstandsklasse IV. Auffällig sind die sehr hohen Widerstände, die bis an die Geländeoberkante reichen. Dennoch ist die obere und untere Frostgrenze immer noch zu erkennen, da die Widerstände der gefrorenen Sedimente geringfügig höher sind. Sie erreichen Werte bis 2.000 Ω m.

Im Radargramm sind diese Grenzen kaum auszumachen (Abb. 55). Man erkennt einige diskontinuierliche Reflektoren und Teile von Hyperbeln (vgl. auch Abb. 52).

Die oberen 10 cm bestehen aus Mittel-Grobsanden, darunter folgt eine knapp 2 m mächtige feinkörnige Schicht, bestehend aus Schluffen und Feinsanden (vgl. Bohrprofil RK18 in Abb. 55). Zieht man die Reflexionsmuster im gefrorenen Bereich von Abb. 52 zum Vergleich heran, kann man diese Sedimente als grobkörnig einstufen.

Es handelt sich an der Oberfläche laut Bohrkernbeschreibung um trockenes Material, weshalb die hohen Widerstände zustande kommen, obwohl das Material in den ersten 2 m einen hohen Feinkornanteil aufweist (vgl. auch Abb. 46). Eine andere Erklärung für die oberflächennahen hohen Widerstände wäre ein hoher Wassergehalt, der gefroren ist. Die Zunahme des Wassergehaltes entlang eines solchen kurzen Abschnittes ist jedoch

unwahrscheinlich. Ebenfalls daklariert die Bohrkernbeschreibung das oberflächennahe Material als trocken.

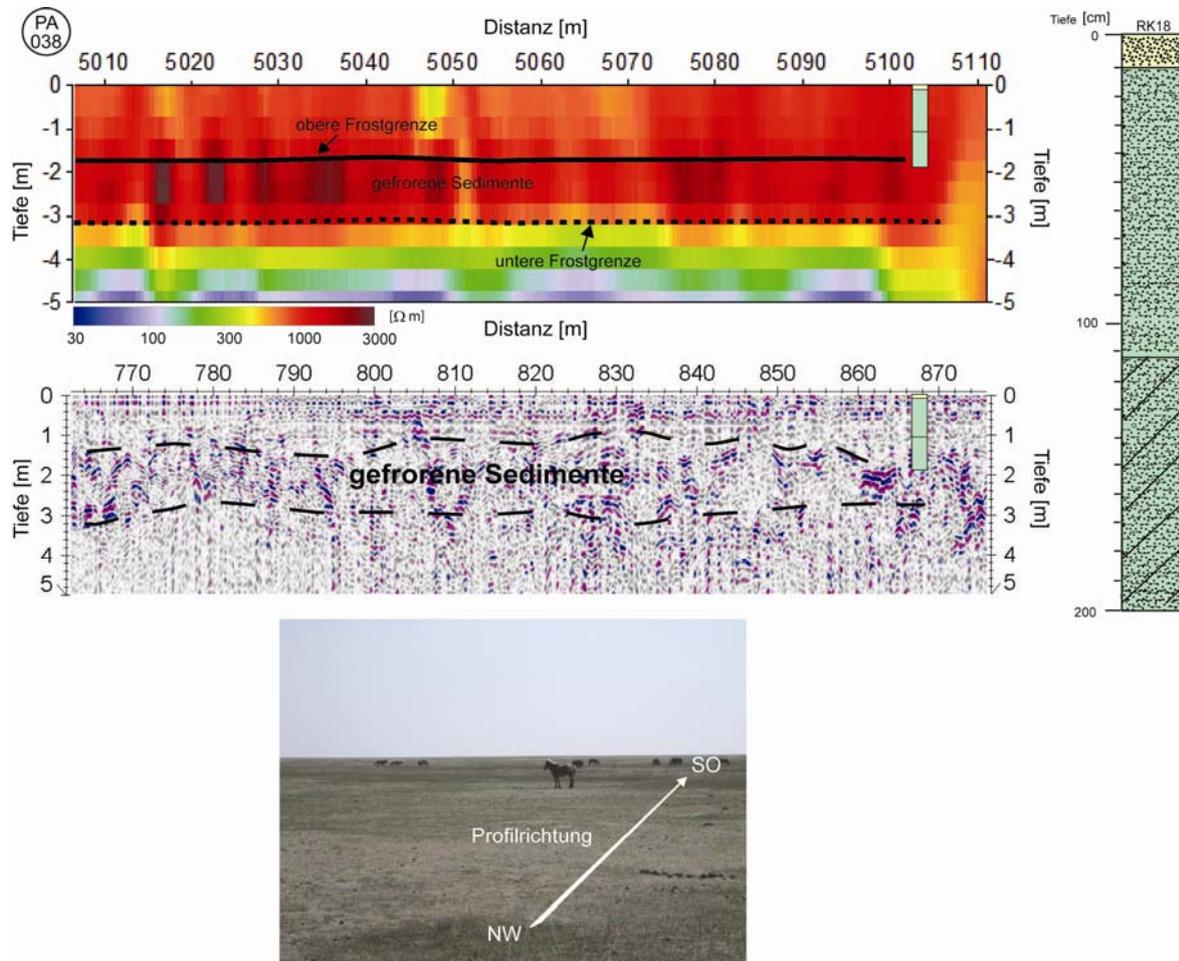


Abb. 55: Profilabschnitt 038: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil der Widerstandsklasse IV und Radargramm mit der Lage: UTM X Koordinate: 317704 m, UTM Y- Koordinate: 5263656 m (siehe Abb. 45). Vergrößertes Bohrprofil RK18. Das Foto zeigt die landschaftlichen Gegebenheiten und die Profilrichtung der geophysikalischen Messungen.

Eine ähnliche Widerstandsverteilung wie in Abb. 55 ist in Abb. 56 zu erkennen, jedoch variieren die Werte deutlich stärker. Das liegt zum einen an der Dichte der Datenpunkte, vor allem aber an den variierenden Korngrößen der Sedimente. Diese Variation wird schon im rechts abgebildeten Bohrprofil RK12 ersichtlich (Abb. 56). Ein deutlicher „fining upward“ Trend ist zu erkennen, das heißt nach oben abnehmende Korngrößen. In einer Tiefe von ca. 2 m, in der sich die obere Frostgrenze befindet, liegt ebenfalls die Grenze zwischen feinkörnigem Material und Kiesen. Auffällig im Radar sind die Reflektorgeometrien. Zwischen 75 m und 135 m sind flach schräg einfallende Reflektoren zu erkennen. Diese sind oberhalb der Frostschicht hauptsächlich von Feinsanden repräsentiert, während die tonigen feuchten Lagen dazwischen zu einer Dämpfung der

Signale führen. Unterhalb der Frostschicht bestehen die Sedimente aus groben Kiesen, die aufgrund der großen Tiefe nicht mehr optimal aufgelöst werden können.

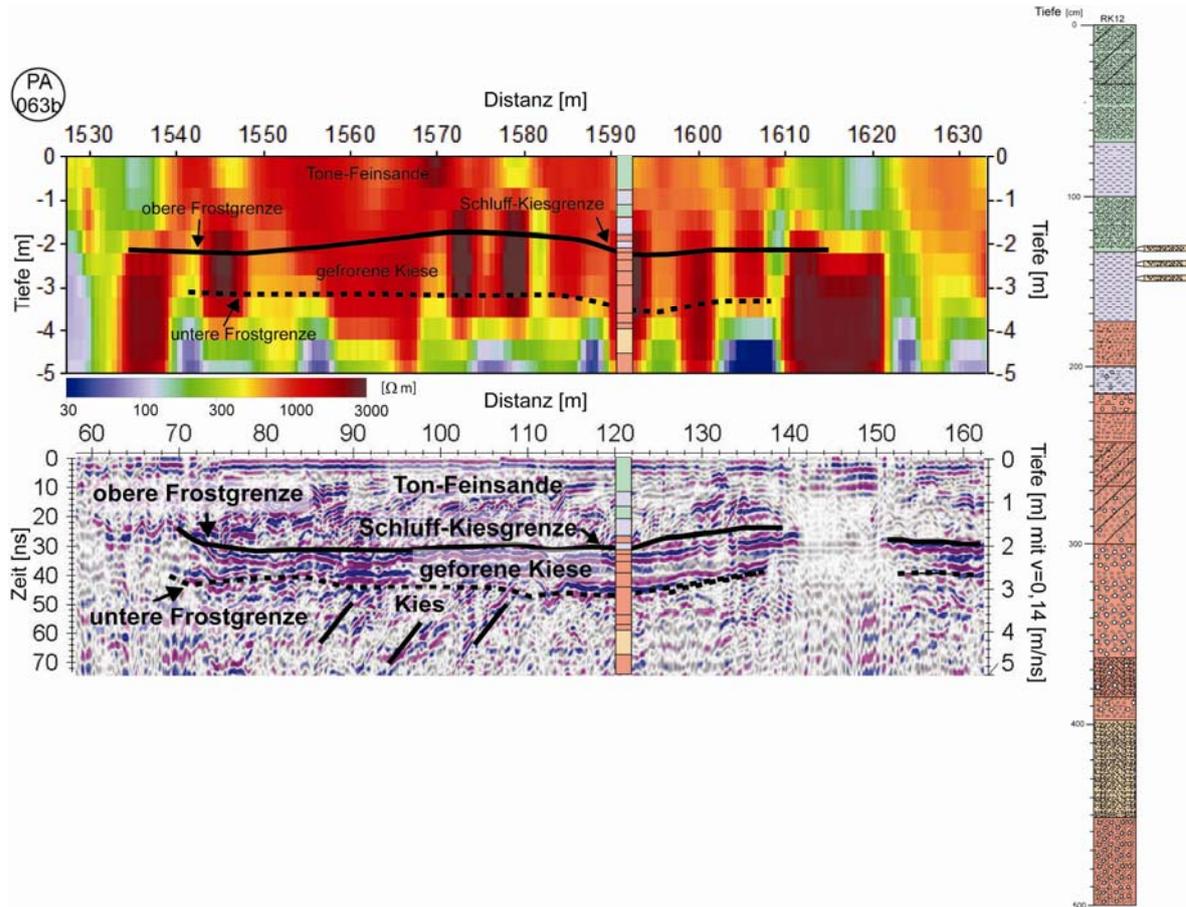


Abb. 56: Profilabschnitt 063b: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil der Widerstandsklasse IV und Radargramm mit der Lage: UTM X- Koordinate: 317531 m, UTM Y- Koordinate: 5277638 m (siehe Abb. 43). Vergrößertes Bohrprofil RK12.

Widerstandsklasse V

Ein Beispiel für die letzte Widerstandsklasse V ist in Abb. 57 zu sehen. Mit Hilfe der Bohrung (vgl. Bohrprofil RK05) konnten die oberen 40 cm als trockene Feinsande identifiziert werden. Die Grenze zu den Kiesen ist kaum auszumachen. Trotz hoher Widerstände zeigt das Radargramm nicht die obere Frostgrenze, es sind bei ca. 20 m nur undeutlich diskontinuierliche Reflektoren angedeutet. Ursache dafür ist der sehr geringe Wassergehalt und der dadurch geringe dielektrische Kontrast zwischen dem aufgetauten und dem gefrorenen Bereich. Mit spezifischen Widerständen von ca. 2.000 Ω m ist in der Elektrik die Frostschicht abgebildet, bestehend womöglich wieder aus größerem Material, denn schon ab einer Tiefe von einem Meter treten größere Sedimente wie Grobsande auf (vgl. Bohrprofil RK05).

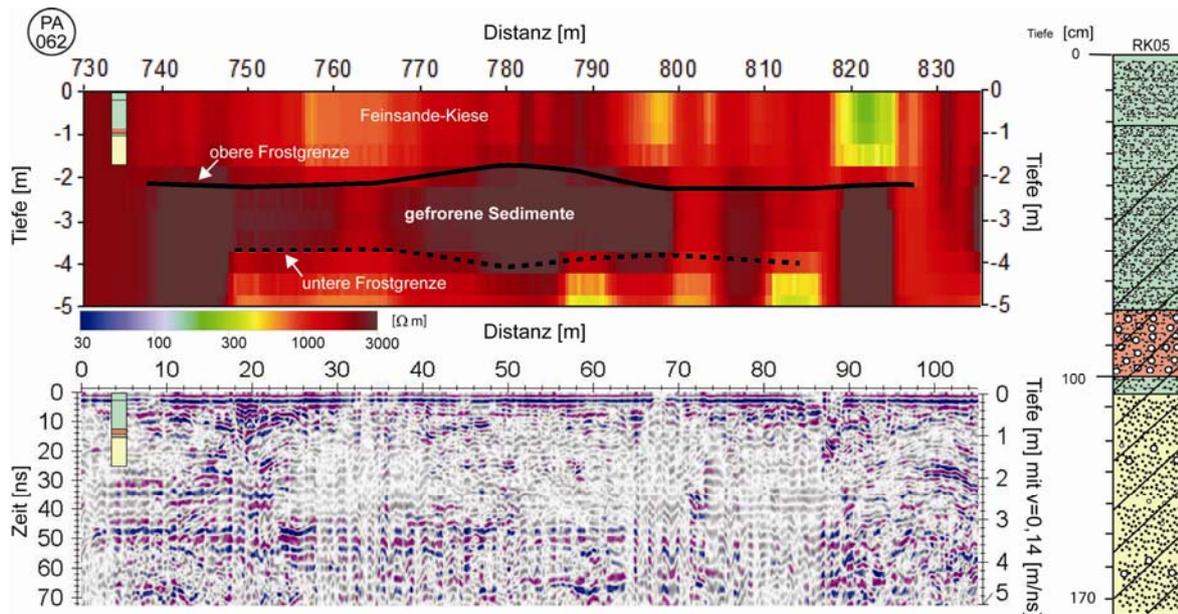


Abb. 57: Profilabschnitt 062: Fünffach überhöhtes Geoelektrik-Profil der Widerstandsklasse V und Radargramm mit der Lage: UTM X- Koordinate: 316813 m, UTM Y- Koordinate: 5277794 m (siehe Abb. 43). Vergrößertes Bohrprofil RK05.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass unterhalb von ca. 1,5 m bis 2 m eine kontinuierlich oberflächenparallele schlecht leitende Schicht entlang aller Profile zu erkennen ist. Sie weist eine durchschnittliche Mächtigkeit von ca. 1,5 m und hat spezifische Widerstände zwischen überwiegend 500 Ω m und 2.000 Ω m. Aufgrund dieser hohen Werte und der Bodentemperaturverlaufskurve (vgl. Kapitel 2.2 Abb. 9), welche auf Temperaturen unter 0 °C ab einer Tiefe von 1,25 m im Mai hinweist, und der Ergebnisse aus Kapitel 6.2, wird sie als Frostschrift interpretiert. Die variierenden spezifischen Widerstände innerhalb dieser Schicht hängen vor allem mit Unterschieden im Wassergehalt, in der Korngröße, der Porosität und der unterschiedlichen Phase des Wassers zusammen (Kneisel et al., 2008), da die Porengröße die Gefriertemperatur stark beeinflusst.

Oft fällt eine Zunahme der Korngröße mit der Tiefe auf. Somit bildet sich die Frostschrift überwiegend im größeren Material wie Grobsanden und Feinkiesen, welche aufgrund der Frostbildung einen hohen Wasseranteil aufweisen müssen. Aufgrund der Aussage über den Grundwasserspiegel (siehe Kapitel 2.3) könnte es sich um den alluvialen Grundwasserleiter handeln.

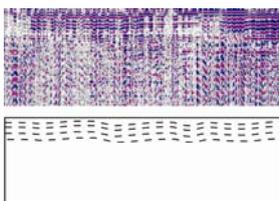
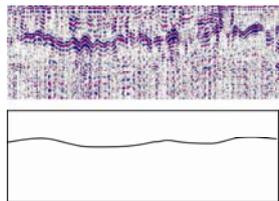
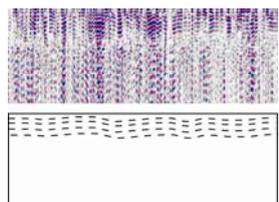
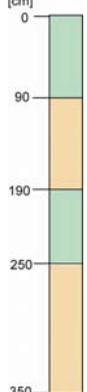
Die oberflächennahen, oft feinkörnigen Sedimente wie Tone, Schluffe und Feinsande tragen aufgrund der erhöhten Leitfähigkeit zu einer Dämpfung des Radarsignals bei, sodass kaum Reflektoren im Radargramm zu erkennen sind.

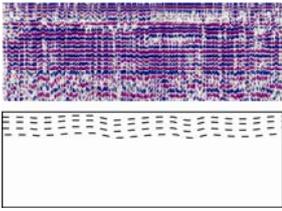
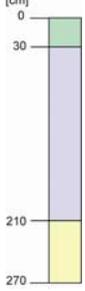
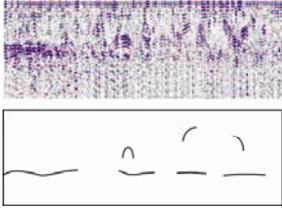
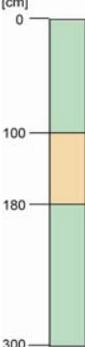
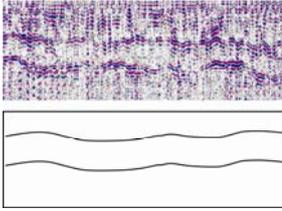
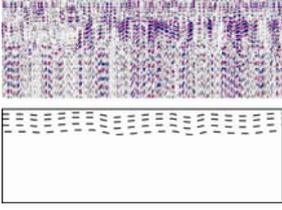
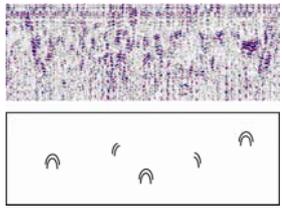
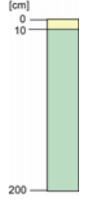
Am häufigsten kommen die Widerstandsklassen II und III entlang der Transekte vor, während die von sehr geringen spezifischen Widerständen geprägte Einheit I nur einmal im Westen des südlichen Transektes auftaucht.

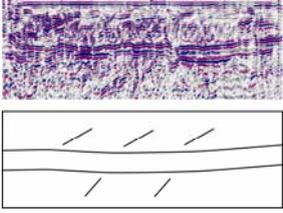
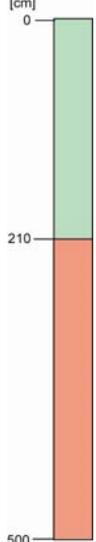
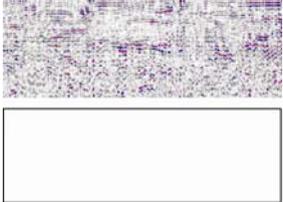
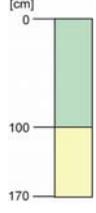
Eine weitere Schlussfolgerung ist, dass der spezifische elektrische Widerstand stark von dem Wassergehalt abhängt und nur sekundär von der Lithologie bestimmt wird, was in den Abb. 43 bis 46 deutlich wird.

Tab. 6 fasst den Vergleich zwischen Geoelektrik-Profilen mit Radargrammen und Bohrprofilen zusammen. Es können insgesamt zehn Reflexionsmuster unterschieden werden, die symbolisch zusammengefasst und den Widerstandsklassen sowie dem vereinfachten sedimentologischen Bohrprofil zugeordnet werden und als Elektrik-Radar-Klassen definiert werden.

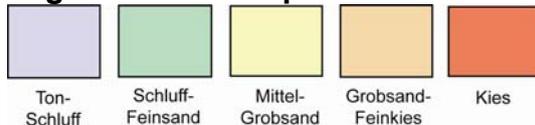
Tab. 6: Den Widerstandsklassen werden verschiedene Reflexionsmuster zugeordnet. Die 70 m langen und 5 m tiefen Radargramme sind fünffach überhöht. Die Bohrprofile stellen vereinfacht die Lithologien dar. Die Legende für die Bohrprofile befindet sich am Ende der Tabelle.

Widerstands-klasse	oberflächen-naher spezifischer elektrischer Widerstand [Ω m]	Reflexionsmuster Beschreibung	Sedimento-logisches Bohrprofil (vereinfacht)	Elektrik-Radar-Klasse	
I 30-125			Keine Bohrung vorhanden. Viel Wasser (eventuell Schluff, Ton).	la	
II 80-320			Deutlicher horizontaler welliger kontinuierlicher Reflektor als Grenzschicht mit großer Amplitude. Manchmal auch diskontinuierlich.		IIa
			Starke Dämpfung. Niedrige Amplitude der Reflektoren.		IIb

II	80-320		Moderate Dämpfung bis zu einer Tiefe von ca. 4 m. Große Amplitude.		IIc
III	320-700		Starke Dämpfung. Vereinzelt diskontinuierliche Reflektoren als Grenzschicht. Vereinzelt Hyperbeln.		IIIa
			Zwei deutliche wellige kontinuierliche Reflektoren mit großen Amplituden als Grenzschichten.	Keine Bohrung vorhanden. Es ist von einem hohen Grobanteil auszugehen.	IIIb
			Unterschiedlich starke Dämpfung.		IIIc
IV	700-1000		Reflexionsfrei, z. T. diskontinuierliche Reflektoren und Hyperbeln.		IVa

IV	700-1000		Zwei deutliche planare horizontale Reflektoren mit großer Amplitude als Grenzschichten. Ober- und unterhalb Reflektorgeometrien wie flach schräg einfallende Reflektoren.		IVb
V >	1000		Reflexionsfrei.		V

Legende der Bohrprofile



Aus der Tabelle ergibt sich, dass den Lithologien kein spezifischer elektrischer Widerstand zugeordnet werden kann, weil der Wassergehalt den spezifischen Widerstand maßgeblich beeinflusst.

In Abb. 58 werden alle Elektrik-Radar-Klassen aus Tab. 6 dem Transsekt A zugeordnet, die den geophysikalischen Informationen aus Geoelektrik und Georadar sowie den lithologischen Informationen der Bohrungen zugrunde liegen.

Die in Tab. 6 definierten Elektrik-Radar-Klassen können zu vier Lithologien zusammengefasst werden (vgl. Kapitel 6.3.3 Tab. 7): (1) Sedimente mit dominierendem Feinkornanteil, die hauptsächlich aus Schluffen und Feinsanden bestehen, (2) feinkörnige von Ton dominierte Sedimente, (3) Sedimente mit dominierendem Grobkornanteil, die hauptsächlich aus Sanden und Kiesen bestehen und (4) Grobsande und Kiese.

Eine Ausnahme in der Klassifizierung stellt die Elektrik-Radar-Klasse IIa dar, deren Material hauptsächlich aus Grobsanden und Feinkiesen besteht, obwohl die spezifischen Widerstände gering sind (vgl. Tab. 6). Auch dies kann mit dem Wassergehalt der Sedimente erklärt werden, der aufgrund einer Senke, in der das Profil gemessen wurde, hoch ist. Dies führt zu einer Erhöhung der elektrischen Leitfähigkeit (vgl. Abb. 46 und

Kapitel 4.1 Abb. 27). Die Interpretation der vier klassifizierten Lithologien wird im nächsten Kapitel erläutert.

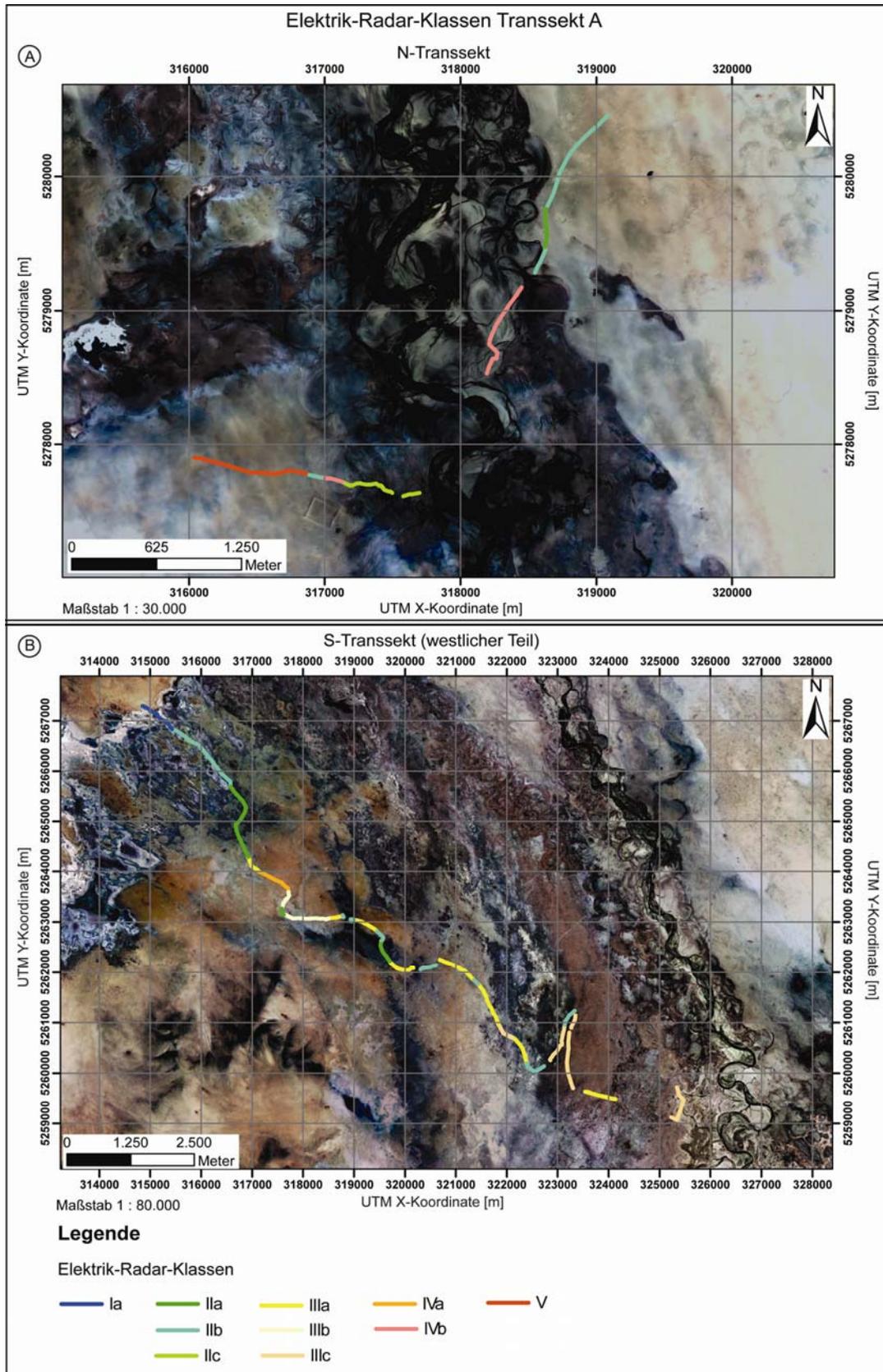


Abb. 58: Dem Transekt A zugeordnete Elektrik-Radar-Klassen. (A) Elektrik-Radar-Klasse für das N-Transekt und für den (B) westlichen Teil des S-Transsektes. (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

6.3.3 Interpretation

Die lithologische Zuordnung in Kapitel 6.3.2 erfolgte durch Analyse der geophysikalischen Profile unter Berücksichtigung der berechneten Wassergehalte sowie der Tiefeninformationen der Bohrungen. Die weitergehende Interpretation der vier definierten Lithologien basiert auf der Betrachtung geologischer Prozesse, die im Arbeitsgebiet wirken. Sedimentäre Prozesse können charakteristischen Ablagerungsmilieus mit typischen Faziesbereichen zugeordnet werden (Reading, 1996). Als Transport- und Ablagerungsmechanismen für die jungen oberflächennahen, untersuchten Sedimenteinheiten können ähnliche Prozesse wie die gegenwärtig wirkenden angenommen werden.

Im Arbeitsgebiet dominieren drei signifikante sedimentäre Prozesse: (1) fluvialer Sedimenttransport durch das Flusssystem Orchon, (2) äolischer Sedimenttransport bedingt durch den starken Wind und die ariden Klimabedingungen und (3) alluvialer („angeschwemmt“) Sedimenttransport durch hangabwärtsgerichtete Rutschungen von Lockermassen aus dem Changai-Gebirge in das Orchontal. Jeder Prozess führt zur Ausbildung charakteristischer Ablagerungsmilieus sowie spezifischer Sedimente (Lithofazies). Typische fluviale Lithofazies bestehen aus gröberen Flusslauf- (Sand bis Kies) und feineren Überflutungssedimenten (überwiegend Ton bis Schluff). Äolische Lithofazies sind charakterisiert durch gut sortierte feinkörnige Sedimente mit einer maximalen Korngröße im Mittelsandbereich (0,2 cm – 0,63 cm) (Reading, 1996). Alluviale Lithofazies haben meist eine heterogene Zusammensetzung, abhängig von der Beschaffenheit des Liefergebietes. Ein typisches Merkmal sind große Korngrößenspektren mit Ton-Schluff-reichem Verwitterungsschutt und dominierenden Grobkornanteilen (Gerölle, Steine, Blöcke) gegenüber einer feinkörnigen Matrix (Reading, 1996). Alluviale Ablagerungsmilieus treten meist bei Reliefänderungen auf, wie z. B. im Übergang der Hänge des Changai-Gebirges zum Orchontal.

Die Unterscheidung zwischen fluvialer, alluvialer und äolischer Fazies im Untersuchungsgebiet ist alleine aufgrund geophysikalischer Untersuchungsparametern sehr schwierig. Für eine eindeutige Interpretation wären detaillierte sedimentologische Faziesanalysen (Sedimentstrukturen, Komponenten- und Herkunftsanalyse, usw.) notwendig. Im Folgenden werden die zuvor bestimmten Lithologien einzelnen Lithofazies zugeordnet (Tab. 7). Diese Zuordnung ist ein erster Schritt zu einer prozessorientierten Klassifikation der verschiedenen Sedimenteinheiten, die allerdings

ausschließlich auf dominanten Korngrößen und Korngrößenverteilungen basiert. Eine detaillierte Überprüfung muss im weiteren Projektverlauf folgen.

Tab. 7: Zusammenfassung der Lithologien für Transsekt A und ihre Interpretation. Die interpretierten Sedimente sind in Kapitel 6.5 in Abb. 67 bis 70 in einer Karte dargestellt.

Elektrik-Radar-Klasse	Lithologien	Interpretation
Ia IIIa IIIb IIIc	Sedimente mit dominierendem Feinkornanteil (Schluffe, Feinsande dominieren)	äolische Sedimente
IIc IIIb IVa	feinkörnige Sedimente (Tone dominieren)	Überflutungssedimente
IIa V	Sedimente mit dominierendem Grobkornanteil (Sande dominieren)	Schuttstrom-Sedimente
IVb	grobkörnige Sedimente (Kiese dominieren)	Flusslauf-Sedimente

Die Lithologie mit hohem Feinkornanteil (Elektrik-Radar-Klasse Ia, IIIa, IIIb, IIIc) wird von Schluffen und Feinsanden dominiert (vgl. Tab. 7). Sie werden vermutlich aus den innerasiatischen Wüsten und Steppen ausgeblasen, vom Wind transportiert und im Arbeitsgebiet als äolisches Sediment abgelagert (vermutlich während des Pleistozän, vgl. Abb. A2). Sie kommen größtenteils im Bereich der Steppe vor (vgl. Abb. 67 bis 70).

Die von Ton dominierte feinkörnige Lithologie (Elektrik-Radar-Einheit IIc, IIIb, IVa) weist auf Überflutungsereignisse hin. Die Sedimente lagern sich aufgrund der abnehmenden Strömungsgeschwindigkeit auf beiden Seiten des Flussgerinnes bei Überflutungen im Auebereich ab (vgl. Abb. 67) und werden als Überflutungssedimente interpretiert.

Die Fein- bis Mittelsande, die von einem Grobkornanteil dominiert werden (Elektrik-Radar-Klasse IIa, V), bilden wahrscheinlich die Schuttstrom-Sedimente (vgl. Abb. 67 bis 70). Der hohe Anteil an grobem Material stammt als Verwitterungsschutt vermutlich von umliegenden Hängen.

Die Ablagerung grobkörniger Sedimente wie Grobsande und Kiese (Elektrik-Radar-Klasse IVb) sind Folge einer hohen Transportenergie. Das grobe Geröll lagert sich als Rinnenablagerung des Flusses oder im proximalen Bereich von brechenden Uferdämmen

ab oder sedimentiert an der Biegung des Flusses. Sie sind im Bereich des Orchon und seiner (alten) Mäanderschlingen sowie in alten Flussläufen zu finden (vgl. Abb. 67 - 70) und als Flusslauf-Sedimente zu interpretieren. Reflektorgeometrien in den Radargrammen, die typisch für fluviatile Sedimentstrukturen sind, unterstützen die Interpretation (vgl. Abb. 56).

Ein Beispiel für einen alten Flusslauf, der im Satellitenbild deutlich zu sehen ist, zeigt Abb. 59. Dieser wird in der Geoelektrik durch hohe Widerstände an der Oberfläche deutlich, was mit einem guten Auflösungsvermögen des Georadars einhergeht, sodass meist deutliche Reflektoren mit einer großen Amplitude in diesem Bereich zu erkennen sind. Die Flussablagerungen sind mit der Elektrik-Radar-Klasse IVb zu korrelieren (vgl. Tab. 6), deren Ablagerungen aus grobkörnigen Sedimenten besteht. Daneben ist deutlich das feinkörnige Material zu erkennen, was sich in Abb. 59 als gut leitfähiger Bereich in der Geoelektrik abzeichnet, welches mit einer starken Dämpfung des Radarsignals einhergeht. Dieser Bereich kann mit der Elektrik-Radar-Klasse IIc (vgl. Tab. 7) korreliert werden, welcher von Tonen bestimmt wird, die sich im Auebereich ablagern (siehe oben).

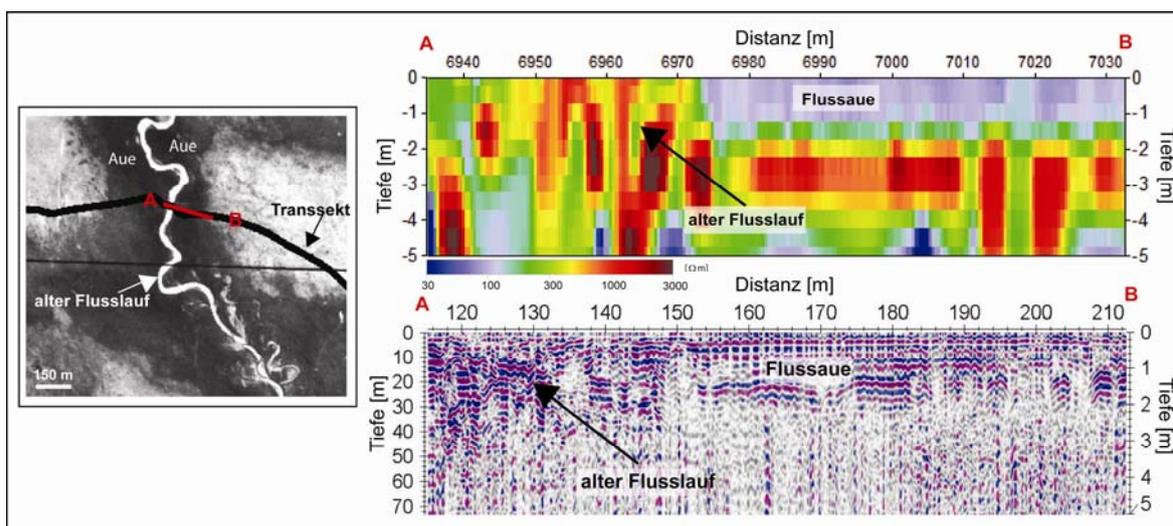


Abb. 59: Der Ausschnitt aus dem Satellitenbild links zeigt einen trocken gefallen alten Flusslauf mit Auebereich (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von Klinger, 2009). Dies wird im Geoelektrik-Profil (oben) und im Radar-Profil (unten) abgebildet.

6.4 Transsekt B

Die Klassifizierung der geophysikalischen Profile von Transsekt B wird durch den Vergleich der geoelektrischen Rohdaten mit den Radargrammen durchgeführt. Die Ergebnisse aus Kapitel 6.3 werden zur lithologischen Einordnung verwendet, da kaum Bohrungen vorhanden sind. Es konnte keine Klassifizierung anhand invertierter Geoelektrik-Profile durchgeführt werden, da eine Inversion der geoelektrischen Daten aufgrund einer zu geringen Datendichte in diesem Bereich nicht möglich war.

6.4.1 Geophysikalische Klassifizierung

Um einen Gesamtüberblick über die scheinbare Widerstandsverteilung des Untergrundes von Transsekt B zu erhalten, wurden die Rohdaten graphisch dargestellt. Abb. 60 zeigt eine Pseudosektion entlang des Transsektes B, indem jeder Koordinate fünf scheinbare Widerstandswerte zugeordnet werden. Eine scheinbare Tiefeninformation liefert der n-Faktor (vgl. Kapitel 3.1).

Der Untergrund wird von hohen scheinbaren Widerständen dominiert, weist oberflächennah jedoch deutlich niedrigere Werte auf. Kleinräumig treten abwechselnd hohe und niedrige spezifische Widerstände auf.

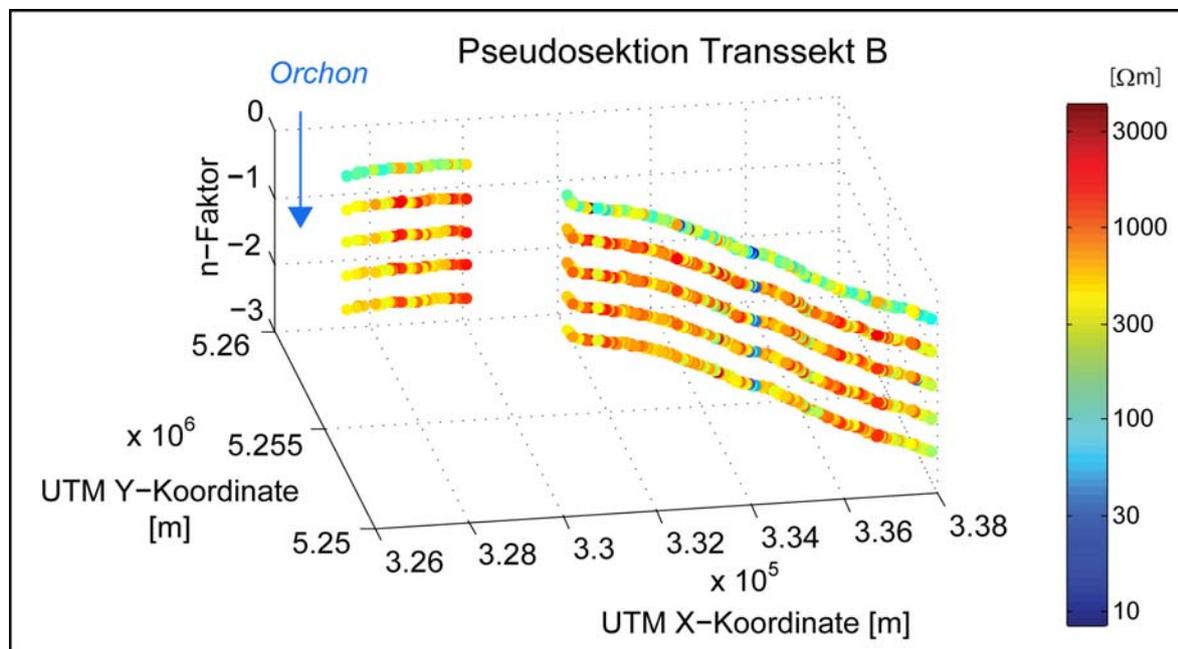


Abb. 60: Pseudosektion des spezifischen elektrischen Widerstandes in Transsekt B.

Das Merkmal des kontinuierlichen Wechsels zwischen gut und schlecht leitenden Bereichen wurde in der Pseudosektion in Abb. 61 A detailliert betrachtet, die einen Teilausschnitt aus Transsekt B zeigt, der sich in unmittelbarer Flussnähe befindet. Dessen Widerstandsverteilung wird über eine Distanz von ca. 500 m mit einem achtfach überhöhten Radargramm verglichen (Abb. 61 B). Man erkennt eine Übereinstimmung zwischen dem schlecht leitfähigen Bereich (rot) mit scheinbaren spezifischen Widerständen oberhalb von 1.000 Ωm und dem Reflexionsbild, welches deutliche Reflexionen zeigt. Der gut leitende (grüne) Bereich ist im Radargramm dagegen als stark gedämpfter Bereich zu erkennen. Eine ebenfalls durch die niedrigen Widerstände (gelb und blau) hervorgerufene Dämpfung des Radarsignals ist innerhalb des ersten Meters unterhalb der Geländeoberkante zu erkennen.

Vergleicht man die geophysikalischen Messergebnisse mit dem Landschaftsbild (Abb. 61), ist eine Übereinstimmung zwischen dem gut leitfähigen bzw. gedämpften Bereich und der Auffrier-Hügel zu erkennen. Bei einer planaren Ebene im Gelände weisen die Geoelektrik-Profile generell schlecht leitfähige Bereiche auf mit einer gut leitenden Schicht an der Oberfläche (Auftauschicht), während im Radargramm hier deutliche Reflexionen zu erkennen sind.

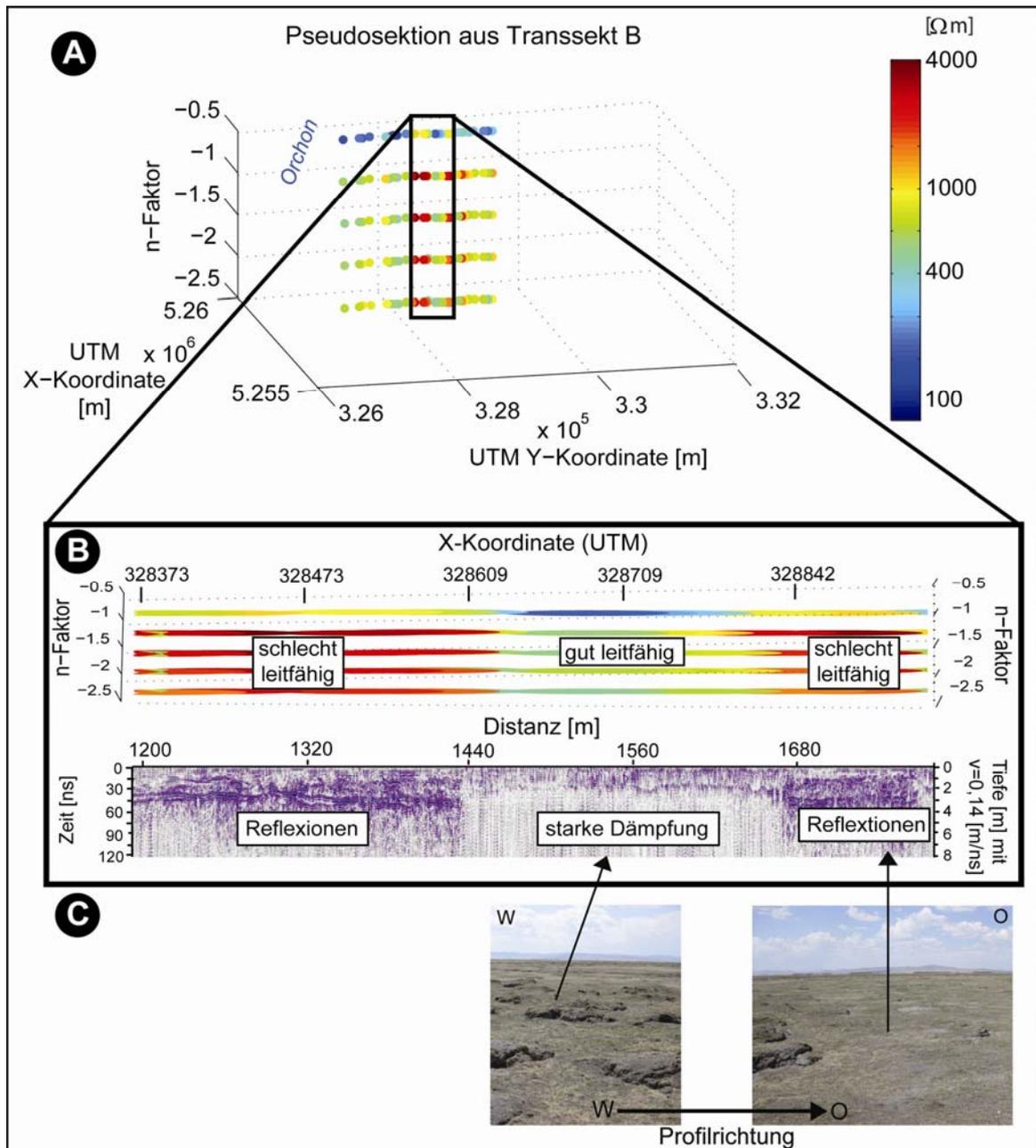


Abb. 61: (A) Die geoelektrischen Rohdaten als Pseudosektion stellen einen Ausschnitt von Transsekt B in unmittelbarer Flussnähe dar. (B) Vergrößerung des in (A) markierten Ausschnittes mit dem achtfach überhöhten Radargramm. (C) Landschaftliche Gegebenheiten.

Die schlecht leitende Bereiche sowie die gut leitenden Abschnitte, denen jeweils bestimmte Radarbilder zugewiesen wurden, sind in Abb. 62 entlang des Transsektes B dargestellt.

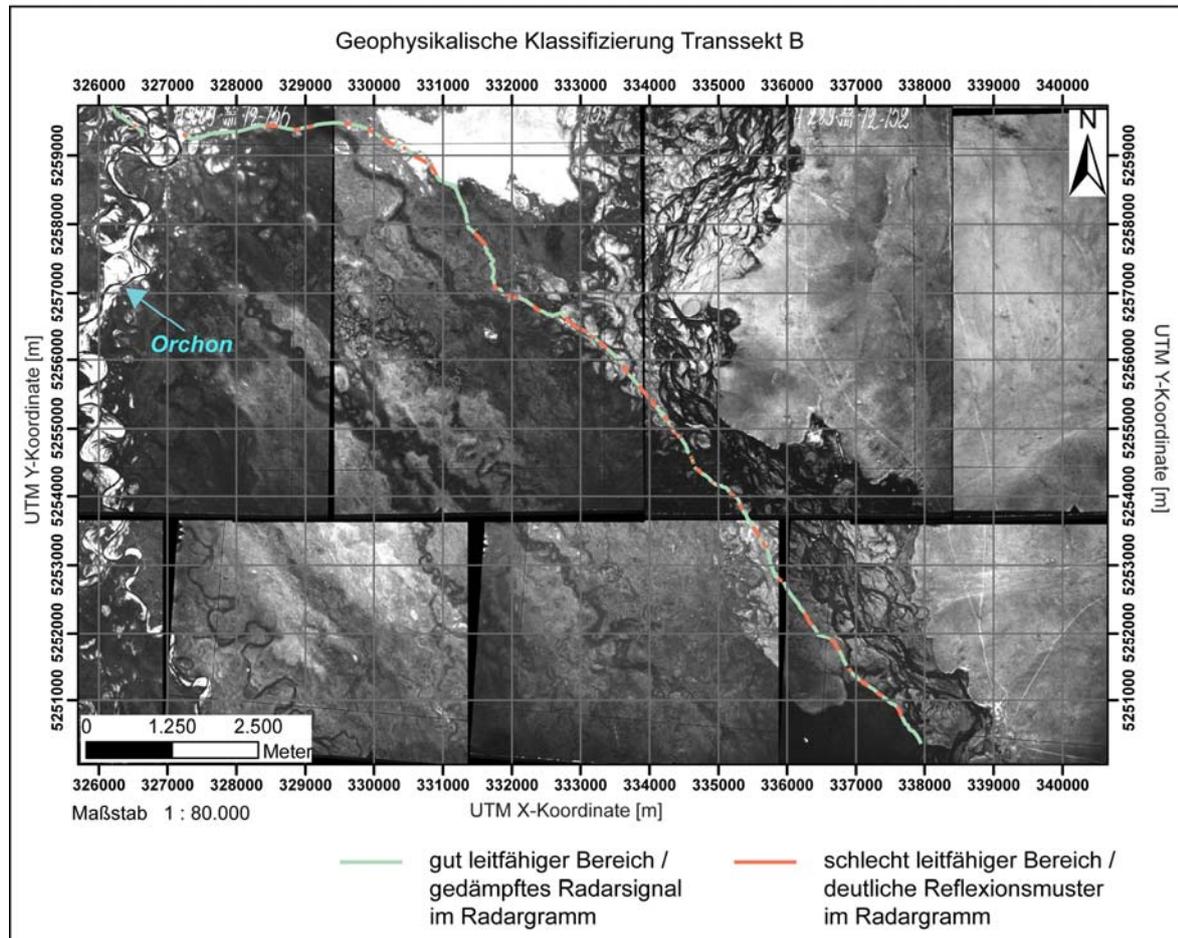


Abb. 62: Die Karte zeigt die geophysikalische Klassifizierung für das Transsekt B (östlicher Teil des S-Transsektes). (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

6.4.2 Lithologische Einordnung

Im Folgenden werden den geophysikalischen Messergebnissen aus Kapitel 6.4.3 spezifische Lithologien zugewiesen.

Im Luftbild (Abb. 62) wird deutlich, dass der Bereich des Transsektes B hauptsächlich von der Flusslaufverlagerung des Orchon charakterisiert ist, welche von Osten nach Westen stattfand (vgl. Kapitel 2.3 Abb. 12). Aufgrund dieser Flussverlagerungen wird das Orchontal von verschiedenen Flussterrassenniveaus geprägt. Ein Aufschlussfoto einer solchen Terrasse in der Nähe von Kharkhorin aus Schwanghart (2008) zeigt fluviatile Ablagerungen aus groben Basaltgeröllen, die durch Frosteinsatz aufbearbeitet wurden und von feinkörnigen Schluffen und Sanden überlagert werden (Abb. 63). Die

Längenangaben auf dem Foto entsprechen nicht der Tiefe, sondern geben die Mächtigkeit der zwei Schichten an.

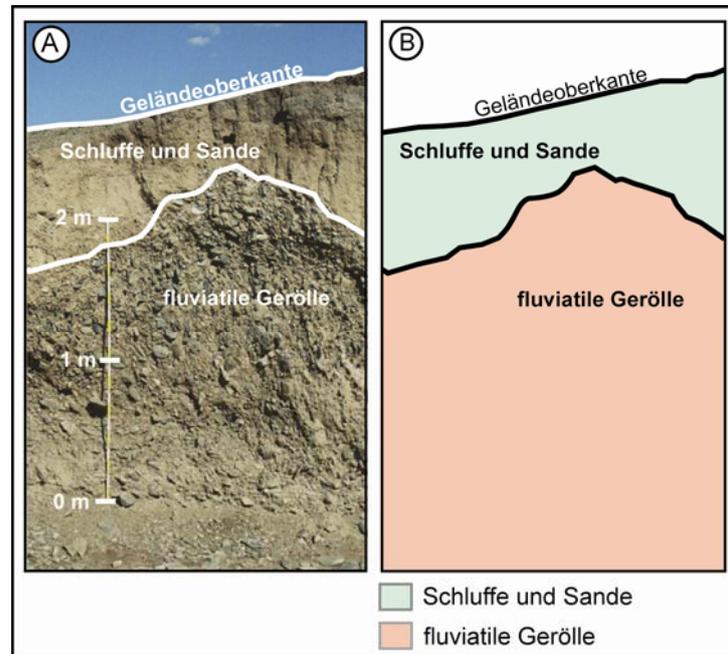


Abb. 63: Aufschluss einer Orchon-Terrasse in der Nähe von Kharkhorin weist fluviatile Ablagerungen aus Basaltgeröllen auf, die durch Kryoturbation aufbearbeitet wurden und von Schluffen und Sanden überlagert werden (verändert nach Schwanghart, 2008).

Somit ist anzunehmen, dass die Flussterrassen aus grobem Material unten und feinem Material oben bestehen. Vergleicht man diesen Aufschluss mit dem von Transsekt A bekannten Bohrprofil RK12 (vgl. Bohrprofil RK 12 in Abb. 64 A, kann eine ähnliche von unten nach oben feiner werdende lithologische Abfolge festgestellt werden. Die zugehörigen Radargramme in Abb. 64 A und B zeigen flach schräg einfallende Schichten. Die Abb. 64 C hilft zur Einordnung der Lage der Profile.

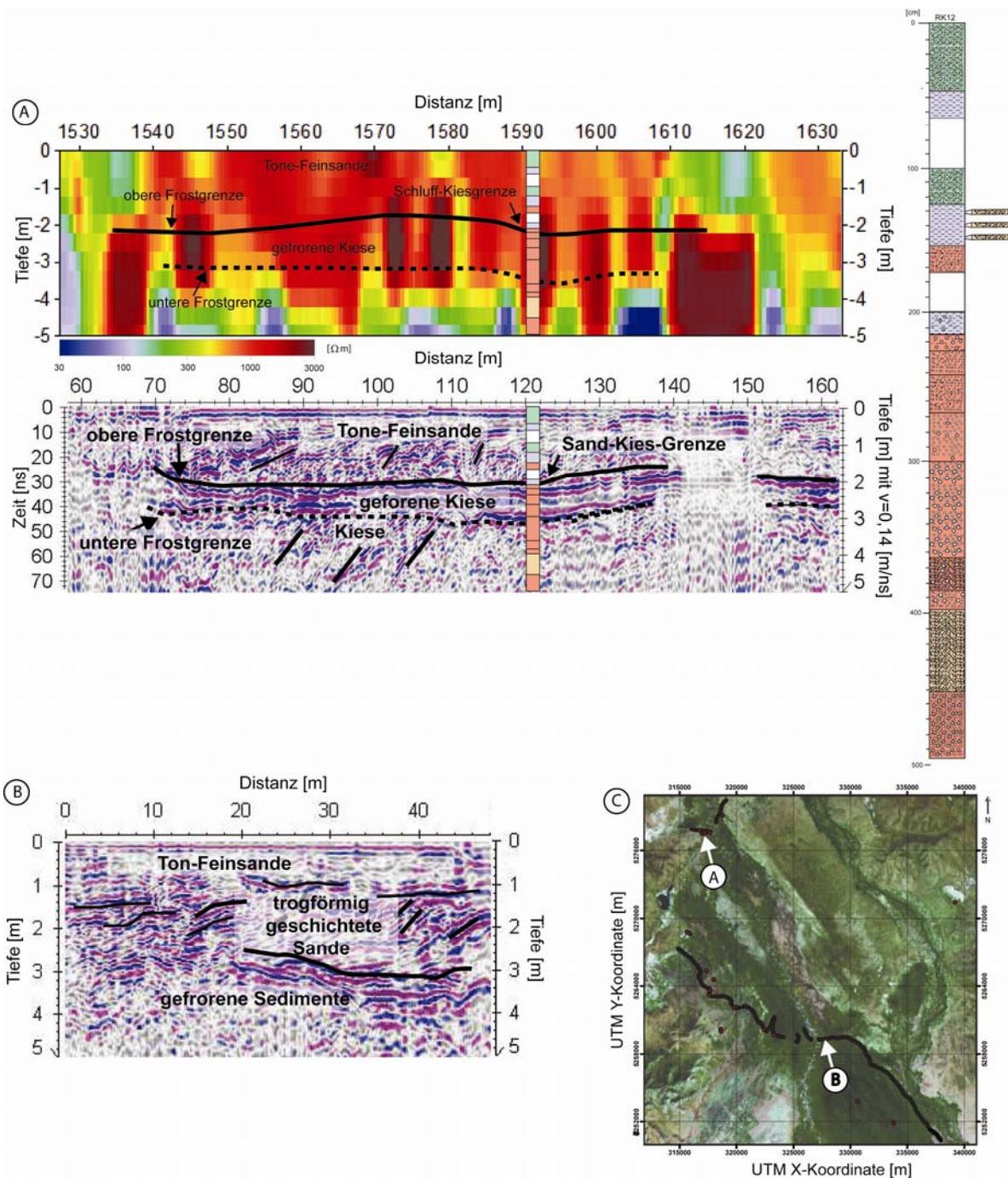


Abb. 64: (A) Aus Transsekt A bekanntes Geoelektrik-Profil und Radargramm mit fünffacher Überhöhung sowie vergrößertes Bohrprofil RK12. (B) Radargramm aus Transsekt B mit fünffacher Überhöhung. (C) Lage der beiden Profilausschnitte von (A) und (B).

Die nächsten zwei Profilabschnitte (Abb. 65) aus Radargramm 063 und 067 (Beginn der Georadar-Profile sind in Abb. A4 dargestellt) stellen weitere Beispiele für den schlecht leitfähigen Bereich dar, der in den Radargrammen von deutlich erkennbaren Reflektorgeometrien repräsentiert wird. Sie zeigen ab einer Tiefe von ca. 4 m die fluvialen Gerölle. Gefrorene Sedimente zeichnen sich ab. Es folgen oberflächennah schräg flach einfallende Sandschichten, die von feinkörnigen Schluffen und Feinsanden überlagert werden (vgl. Litholgien der Flussterrasse in Abb. 63).

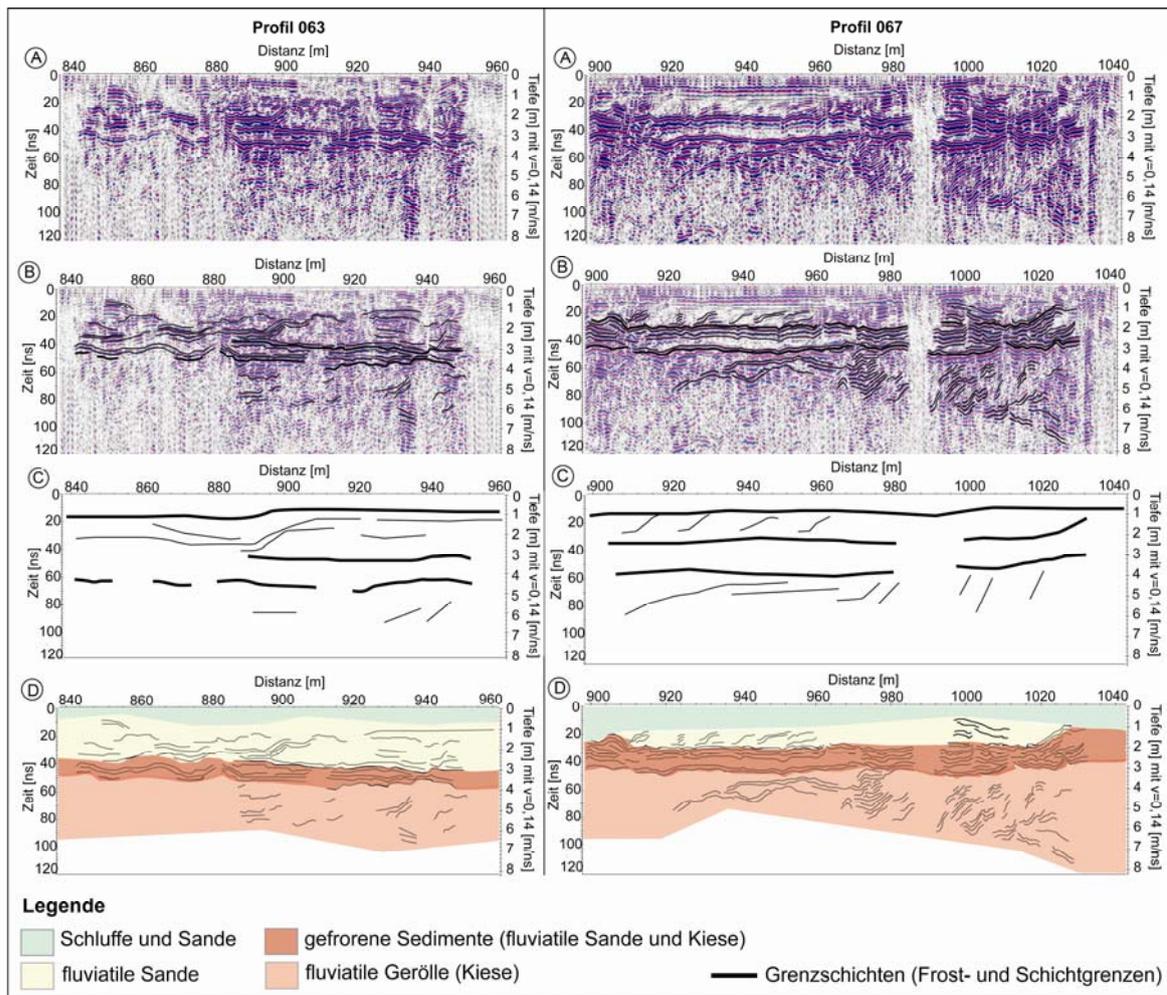


Abb. 65: Interpretierte Radargramme (Abschnitt aus Nr. 063, links und aus Nr. 067, rechts) des Transsektes B mit fünffacher Überhöhung. (A) Aufgearbeitetes Radargramm. (B) Interpretation der Reflektoren. (C) Schematische Darstellung der markanten Reflektorstrukturen. (D) Sedimentologische Interpretation.

Der Bereich des Transsektes B, welcher von niedrigen Widerständen in den Geoelektrik-Profilen und von einer starken Dämpfung im Radargramm geprägt wird, ist in Abb. 66 dargestellt. Man verbindet den in Kapitel 6.4.1 beschriebenen Wechsel zwischen schlecht leitenden und gut leitenden Bereichen mit einem Wechsel der Lithologien. Das Radargramm wurde mit dem Bohrprofil RK26 korreliert, welches allerdings ca. 3 km vom Transsekt entfernt liegt (Abb. 66). Das Radargramm zeigt links im Bereich zwischen 0 m und 50 m die in Abb. 64 und 65 analysierten Reflektorgeometrien (im schlecht leitenden Bereich) und rechts sehr homogenes Material, da keine Reflexionen zu erkennen sind, welches laut Bohrprofil von Ton dominiert wird. Dies erklärt die durch Ton hervorgerufene hohe elektrische Leitfähigkeit aufgrund des gebundenen Wassers in Tonen und das somit geringe Auflösungsvermögen des Radars.

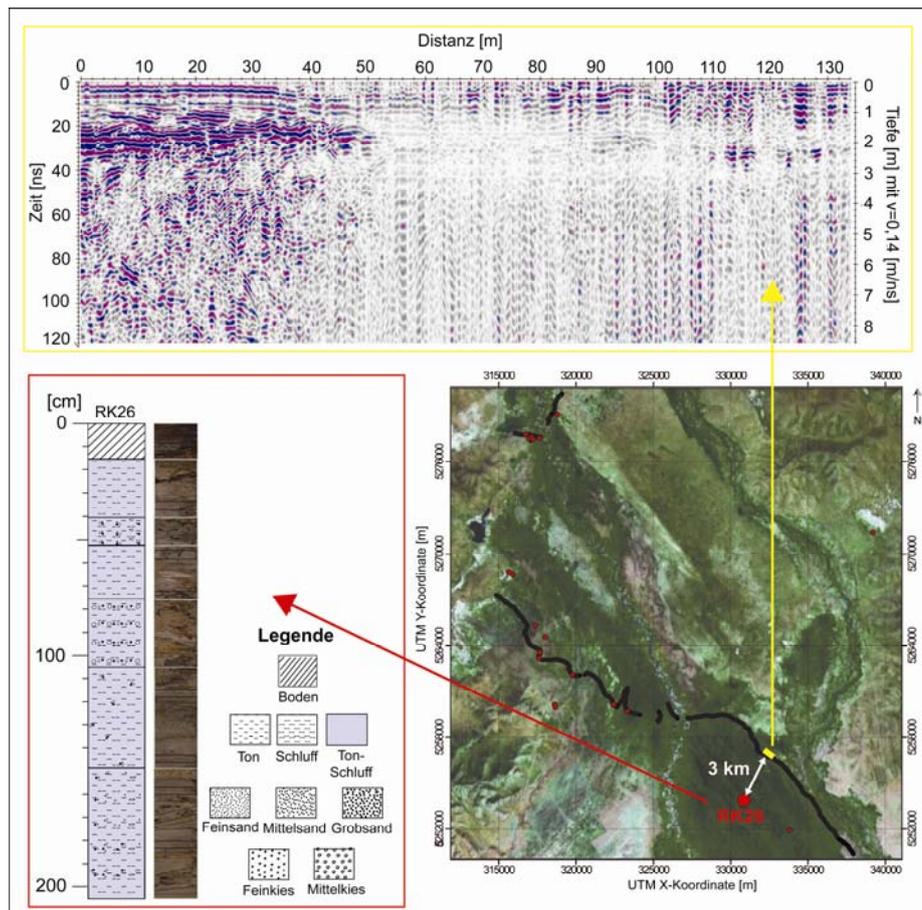


Abb. 66: Radargrammabschnitt aus Georadar-Profil 074 (siehe S. 142) des Transsektes B mit einer fünffachen Überhöhung. Die ca. 3 km vom Transsekt entfernte Bohrung RK26 zeigt das schematische Bohrprofil sowie den fotografierten Bohrkern daneben.

6.4.3 Interpretation

Die zwei unterschiedenen geophysikalischen Bereiche mit den aus Kapitel 6.4.2 zugeordneten Lithologien sowie deren Interpretation sind in Tab. 8 zusammengefasst.

Tab. 8: Zusammenfassung der geophysikalischen Bereiche, der lithologischen Zuordnung und der Interpretation der Lithologien.

spezifischer elektrischer Widerstand [Ω m]	Reflexionsmuster	Lithologien	Interpretation
schlecht leitend > 1000	deutliche Reflektorgeometrien	überwiegend Grobsande bis Kiese	Flusslauf-Sedimente
gut leitend > 250	starke Dämpfung, keine Reflektoren	überwiegend Tone	Überflutungssedimente

Im schlecht leitfähigen Bereich zeigen die Radargramme deutliche Reflexionsmuster, die als nach oben feiner werdende Lithologieabfolgen interpretiert werden. Diese sogenannte „fining upward-Sequenz“ ist typisch für Gleithangablagerungen (vgl. Abb. A6). Im oberen Bereich sind Sande abgelagert, welche kleindimensionale trogförmige Schrägschichtungsgefüge (meist 1 m mächtig und 7 m lang) mit ihren bogenförmigen Vorschüttungsschichten aufweisen (Selley, 1985). Diese werden im Radargramm von flach schräg einfallenden Reflektoren in einer Tiefe von ca. 1 m - 2 m repräsentiert (vgl. Abb. 64 B und Abb. 65 D, gelb). Sie deuten auf fluviatile Ablagerungen mit einer gewissen Strömungsgeschwindigkeit hin, so dass in Transportrichtung mit abnehmender Strömungsgeschwindigkeit die Sedimente aufgeschüttet werden können (vgl. z. B. van Overmeeren, 1998; Vandenberghe & van Overmeeren, 1999; Hickin et al., 2007; Rother et al., 2007; Woodward et al., 2003; Reading, 1996 oder Abb. A6). Darüber sind Schluffe und Feinsande abgelagert (Abb. 64 B und 65). Diese feinkörnigen Sedimente oberhalb der schräg geschichteten Sande rufen die starke Dämpfung im oberen Meter des Radargramms hervor (vgl. Abb. 65). Die unsortierten Reflektoren unterhalb einer Tiefe von ca. 3 m werden als gröbere Gerölle bzw. Kiese interpretiert, die womöglich als Bodenfracht aufgrund einer höheren Strömungsenergie des Flusses transportiert und an der Basis abgelagert werden.

Insgesamt können die Sedimente dieses Bereiches mit den deutlichen Reflektoren im Radargramm und den hohen Widerständen im Geoelektrik-Profil als Flusslauf-Sedimente interpretiert werden, die überall dort, wo eine hohe Strömungsenergie herrscht (z. B. im Gerinne, am Gleithang, im proximalen Bereich bei einem Uferdurchbruch), abgelagert wurden (z. B. Reading, 1996, Bahlburg & Breitzkreuz, 2004).

In Bereichen, wo das Radarsignal aufgrund erhöhter elektrischer Leitfähigkeit gedämpft wurde und die Geoelektrik-Profile niedrige Widerstände aufweisen, liegt feinkörniges Material vor, das von Ton dominiert wird. Ein weiteres Merkmal dafür sind die Eishügel (vgl. Kapitel 2.2 Abb. 10), die nur in diesem Bereich auftreten. Sie entstehen ausschließlich dort, wo sich oberflächennah gebundenes Wasser befindet, wie z. B. bei Tonen.

Bei Hochwasser ist die Strömungsgeschwindigkeit eines Flusses im Bereich des überflutenden Ufers geringer als in der Flussrinne. Über die Auen breitet sich feinkörnigeres Material aus, überwiegend horizontal geschichtete Schluffe und Tone. Oft ist für das Hochwasser ein Ansteigen des Grundwasserspiegels verantwortlich. Grund dafür sind erhöhte Niederschlagsmengen und Schneeschmelze, die in der Mongolei zum höheren Oberflächenabfluss führen (Davaa et al., 2006). Bricht der Uferdamm bei Flutereignissen, kommt es ebenfalls zu Ablagerungen feinkörnigen Sedimentes auf beiden Seiten der Flussrinne im distalen Bereich (z. B. Reading; 1996, Bahlburg & Breitzkreuz,

2004). Das komplette Transsekt B kann aufgrund der interpretierten Flusslauf- und Überflutungssedimente als fluviatiler Ablagerungsraum definiert werden.

6.5 Ergebnis von Transsekt A und B

Aufgrund der geophysikalischen Klassifizierung und der lithologischen Einordnung aus Kapitel 6 konnten entlang der Transsektes A und B basierend auf einer sedimentologischen Interpretation folgende vier Sedimenteinheiten zusammengefasst werden (vgl. Tab. 7 und 8), die in einer Karte aus russischen Luftbildern (Abb. 67 und 69) sowie in einer Kompsat-Szene (Abb. 68 und 70) abgebildet sind:

1) äolische Sedimente;

Die äolischen Sedimente werden von Schluffen und Feinsanden dominiert und bilden überwiegend die Steppenregion (Abb. 67 bis 70, grün).

2) Schuttstrom-Sedimente;

Die Schuttstrom-Sedimente sind durch einen hohen Grobkornanteil mit einer feinkörnigeren Matrix charakterisiert. Vermutlich stammen grobe Kiese und Blöcke von umliegenden Hängen (Abb. 67 bis 70, orange).

3) Überflutungssedimente;

Die von Ton dominierten Sedimente werden bei Überflutungsereignissen aufgrund geringerer Strömungsenergie abgelagert und treten hauptsächlich im Auebereich auf (Abb. 67 bis 70, blau).

4) Flusslauf-Sedimente;

Die von Kies dominierten Ablagerungen des Flusses treten dort auf, wo durch den Fluss eine hohe Strömungsenergie gegeben ist bzw. war (Abb. 67 bis 70, rot).

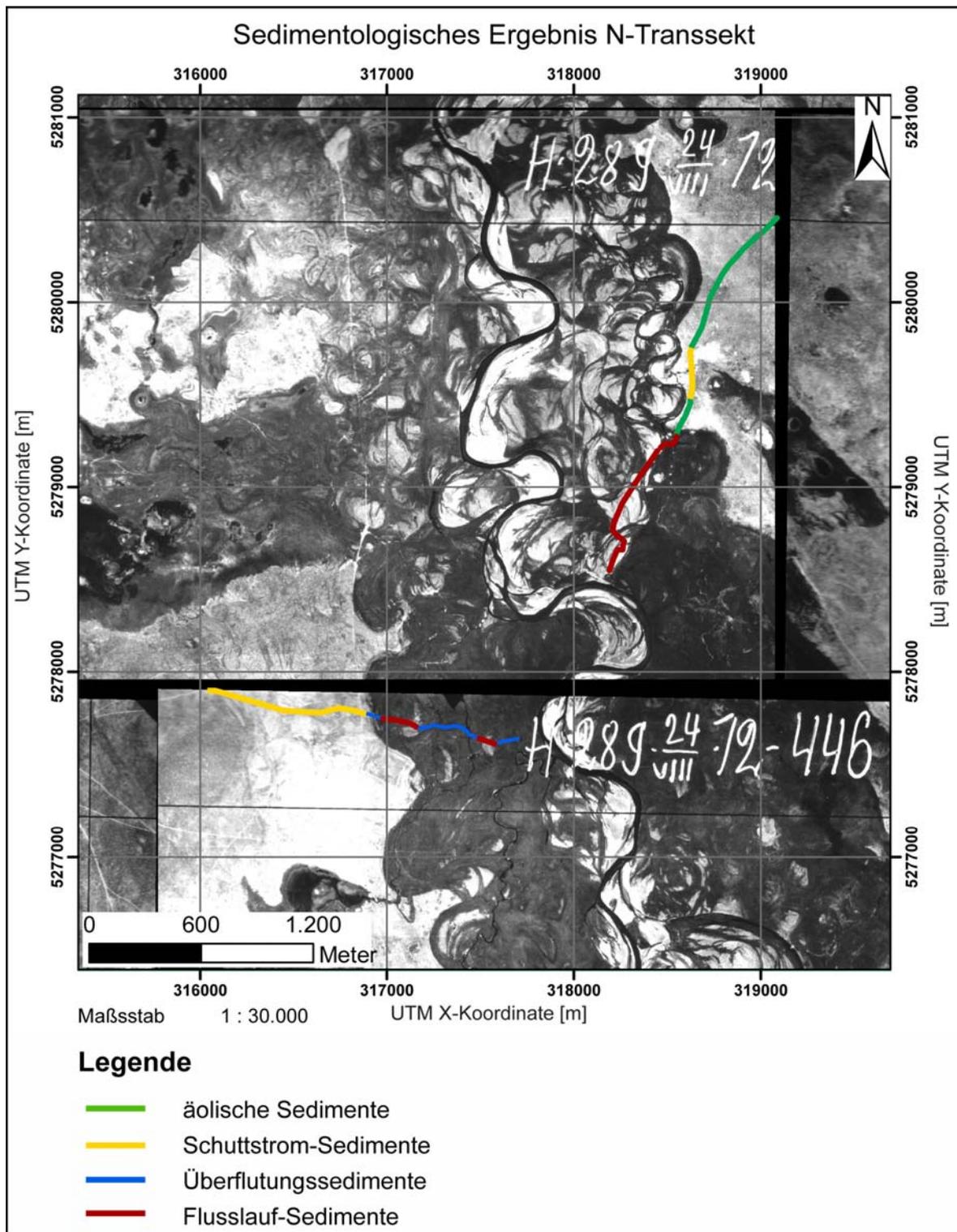


Abb. 67: Dem N-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

Innerhalb des N-Transsektes erkennt man in beiden Satellitenbildern (Abb. 67 und 68), dass in den helleren Bereichen die äolischen Sedimente dominieren, während die dunkel gefärbten Bereiche mit den Flusslauf-Sedimenten und den Überflutungssedimenten übereinstimmen.

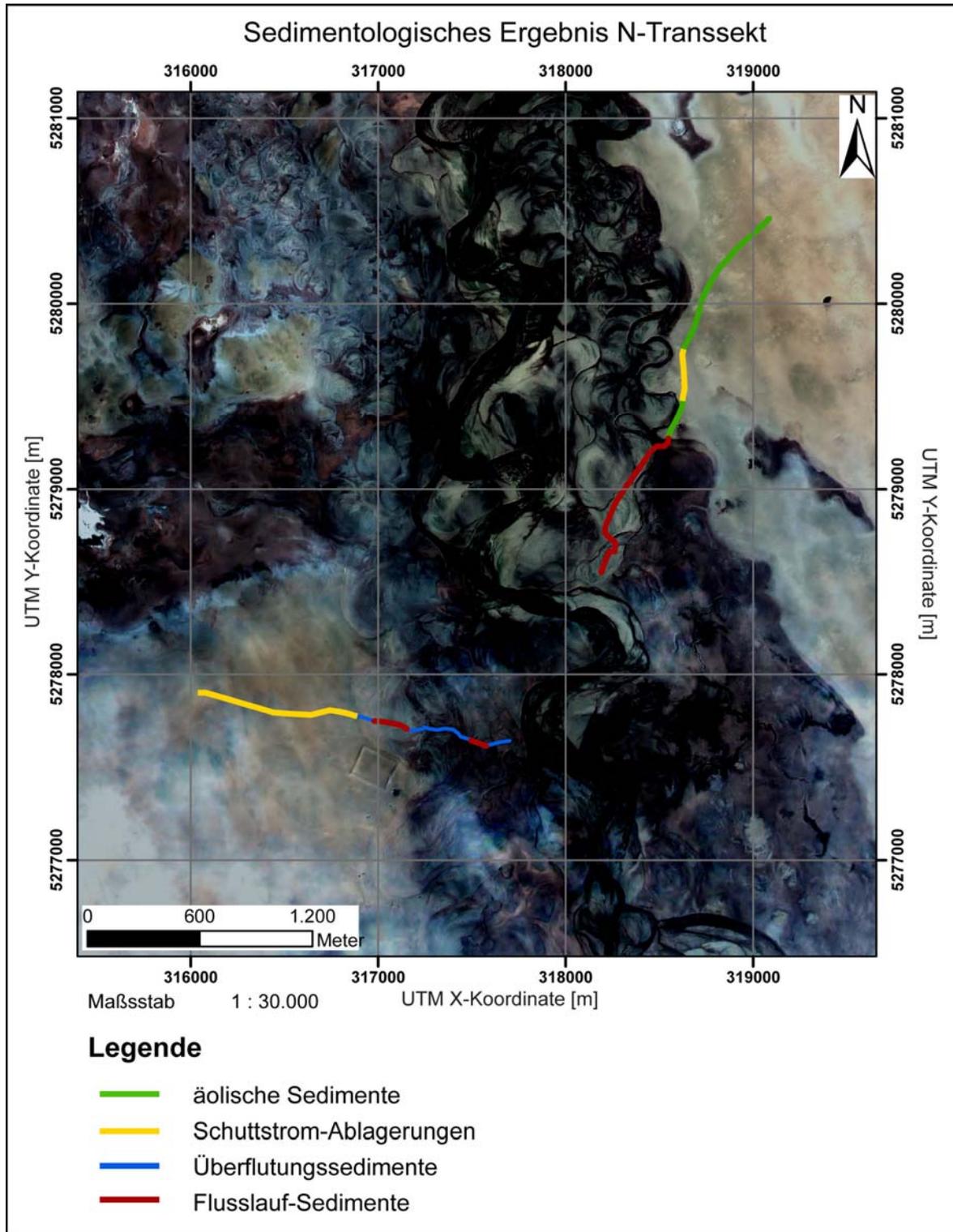


Abb. 68: Dem N-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

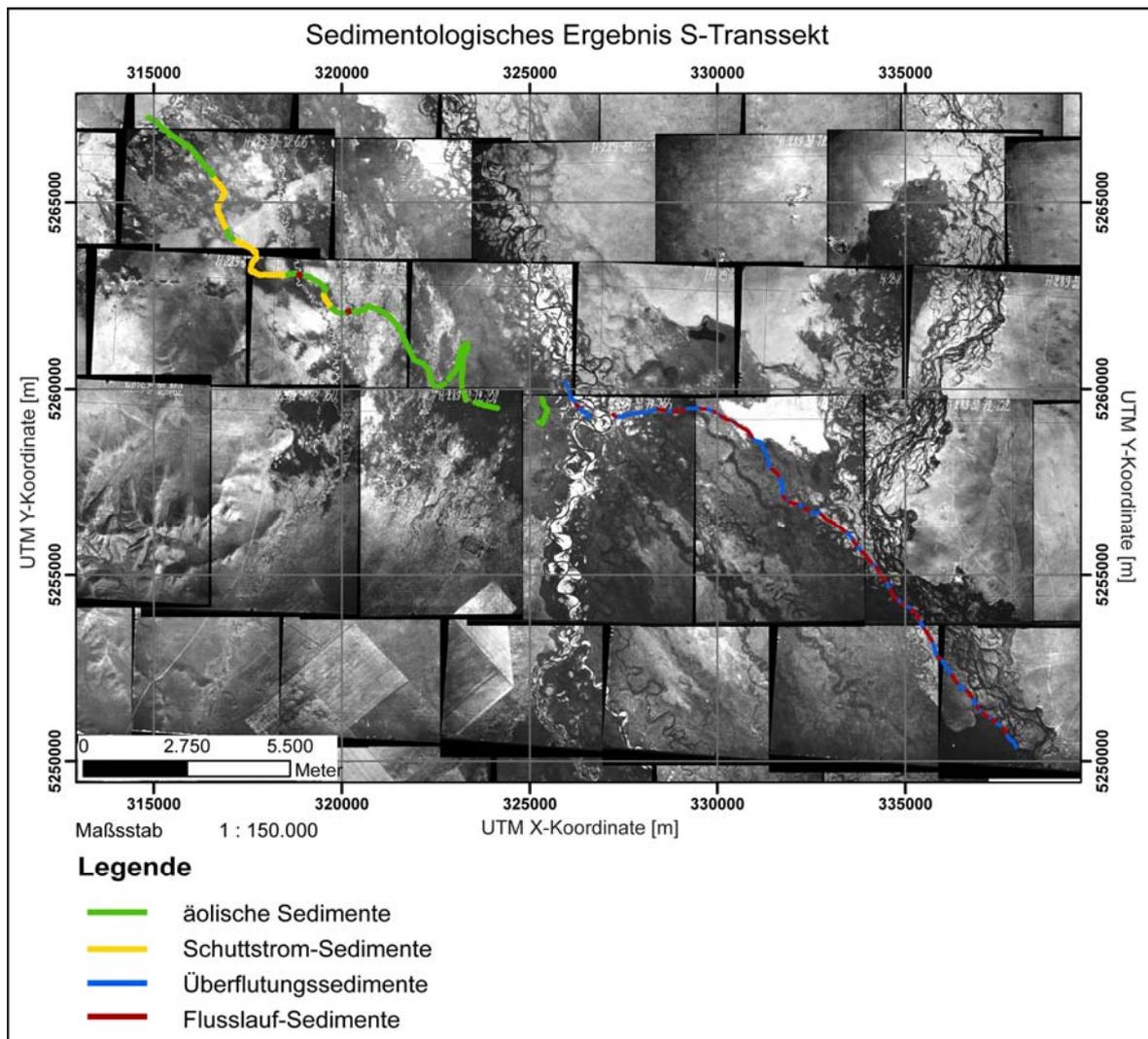


Abb. 69: Dem S-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

In Abb. 70 sind auf dem Satellitenbild deutliche blaue und braune Bereiche zu erkennen, in denen laut Interpretation dieser Studie äolische Sedimente dominieren und sich von dem Bereich in Flussnähe sowie östlich des Flusses unterscheiden, der durch Flusslauf-Sedimenten und Überflutungssedimenten charakterisiert wird.

Ein detaillierter Bezug zu den landschaftlichen Gegebenheiten, deren Klassifizierung unter anderem auf den Daten von Landsat-Satelliten basiert, wird im Folgenden erläutert.

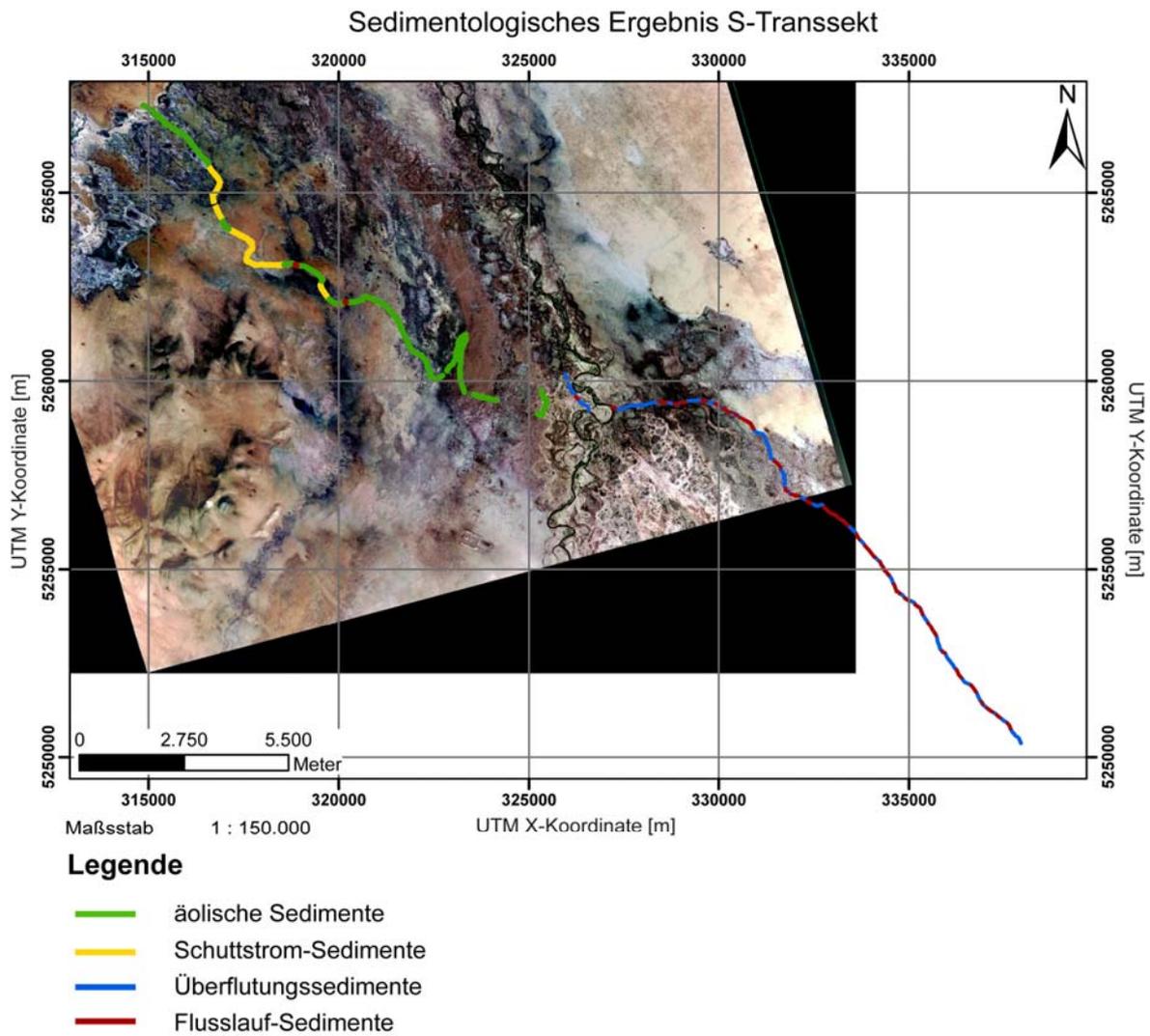


Abb. 70: Dem S-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).

7 Vergleich mit Landschaftsklassifizierung

Die Landschaftsklassifizierung, die aus der Hauptkomponentenanalyse bzw. der „Principal Component Analysis“ (PCA) und bestimmten Algorithmen resultiert (vgl. Klinger et al., 2009), basiert auf Daten der Landsat-Satelliten ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) in Kombination mit topographischen und morphometrischen Informationen. Dadurch lassen sich vier Parameter identifizieren, auf die sich die Landschaftseinheiten beziehen: Rückstrahlungsdaten, Oberflächenbeschaffenheit, Präsenz von fluviatilen und erosionalen Prozessen sowie Vegetationsbedeckung. Die PCA ist eine robuste und geeignete Methode zur flächenhaften Reduktion umfangreicher geographischer Datensätze (Gustafson, 1998).

Ziel dieses Verfahrens ist die Beschreibung, Klassifizierung und Analyse derjenigen Landschaftszügen, welche die alten Siedlungsanlagen im oberen und mittleren Orchontal umgeben, um sie geographisch charakterisieren zu können. Die Lokationen der archäologischen Besiedlungsmuster deuten auf die lokalen und regionalen Interaktionen zwischen menschlichen Eingriffen und natürlicher Umgebung hin (Klinger et al., 2009).

Die Klassifikation wurde algorithmisch berechnet und bietet als Ergebnis mehrere Klassenschemata. Zur Vereinfachung der Interpretation wurde eine geringere Anzahl von nur 10 Klassen bevorzugt. Das hier verwendete Beispiel eines mit 10 Klassen versehenen Klassenschemas stellt Regionen mit Wasserscheiden, steile eingeschnittene Quellgebiete mit wachsender Vegetationsbedeckung, planare Ebenen und Hänge mit weniger Vegetationsbedeckung, Überflutungsebenen mit dichter Vegetation und steile bewaldete Hänge als vorkommende Charakterzüge heraus. Die Landschaftsklassifizierung in diesem Fall basiert also vor allem auf den Faktoren Vegetation, Rückstrahlvermögen und Hangneigung (Klinger et al., 2009). Im Folgenden werden diese geographischen Landschaftsklassen mit den geophysikalisch-sedimentologischen Einheiten dieser Studie verglichen (siehe Abb. 71 bis 73).

Für einen ersten Überblick werden zunächst die vorkommenden Landschaftsklassen den interpretierten Sedimenteinheiten für N- und S-Transsekt gegenübergestellt (Tab. 9). Der

Überblick basiert auf einem räumlichen Vergleich, in dem die Häufigkeitskorrelation zwischen einzelnen Landschaftsklassen und einzelnen Sedimenteinheiten aufgezeigt wird (vgl. Abb. 71 und 72). Beide Transsekte werden im Hinblick auf das unterschiedliche Vorkommen von Landschaftsklassen und Sedimenteinheiten detaillierter beschrieben.

Tab. 9: Vergleich zwischen Sedimenteinheiten und Landschaftsklassen für das N- und S-Transsekt.

Sedimenteinheiten (bestimmt aus Geophysik)	Landschaftsklassen (nach Klinger et al., 2009)
äolische Sedimente	<p><i>überwiegend:</i></p> <p>3: gering erhobene Steppenebene</p> <p>9: gering vegetative Steppenregion</p> <p>10: tief eingeschnitten, felsige obere Hänge und Talwege</p> <p><i>weniger häufig:</i></p> <p>6: Gras bedeckte Überflutungsebene</p> <p>8: dünn vegetative sehr flache Steppenebene</p>
Schuttstrom-Sedimente	<p><i>überwiegend</i></p> <p>8: dünn vegetative sehr flache Steppenebene</p> <p>10: tief eingeschnitten, felsige obere Hänge und Talwege</p> <p><i>weniger häufig:</i></p> <p>3: gering erhobene Steppenebene</p> <p>6: Gras bedeckte Überflutungsebene</p> <p>9: gering vegetative Steppenregion</p>
Überflutungssedimente	<p><i>überwiegend:</i></p> <p>6: Gras bedeckte Überflutungsebene</p> <p><i>weniger häufig:</i></p> <p>3: gering erhobene Steppenebene</p> <p>8: dünn vegetative sehr flache Steppenebene</p> <p>9: gering vegetative Steppenregion</p> <p>10: tief eingeschnitten, felsige obere Hänge und Talwege</p>
Flusslauf-Sedimente	<p><i>überwiegend:</i></p> <p>10: tief eingeschnitten, felsige obere Hänge und Talwege</p> <p><i>weniger häufig:</i></p> <p>3: gering erhobene Steppenebene</p> <p>6: Gras bedeckte Überflutungsebene</p> <p>8: dünn vegetative sehr flache Steppenebene</p> <p>9: gering vegetative Steppenregion</p>

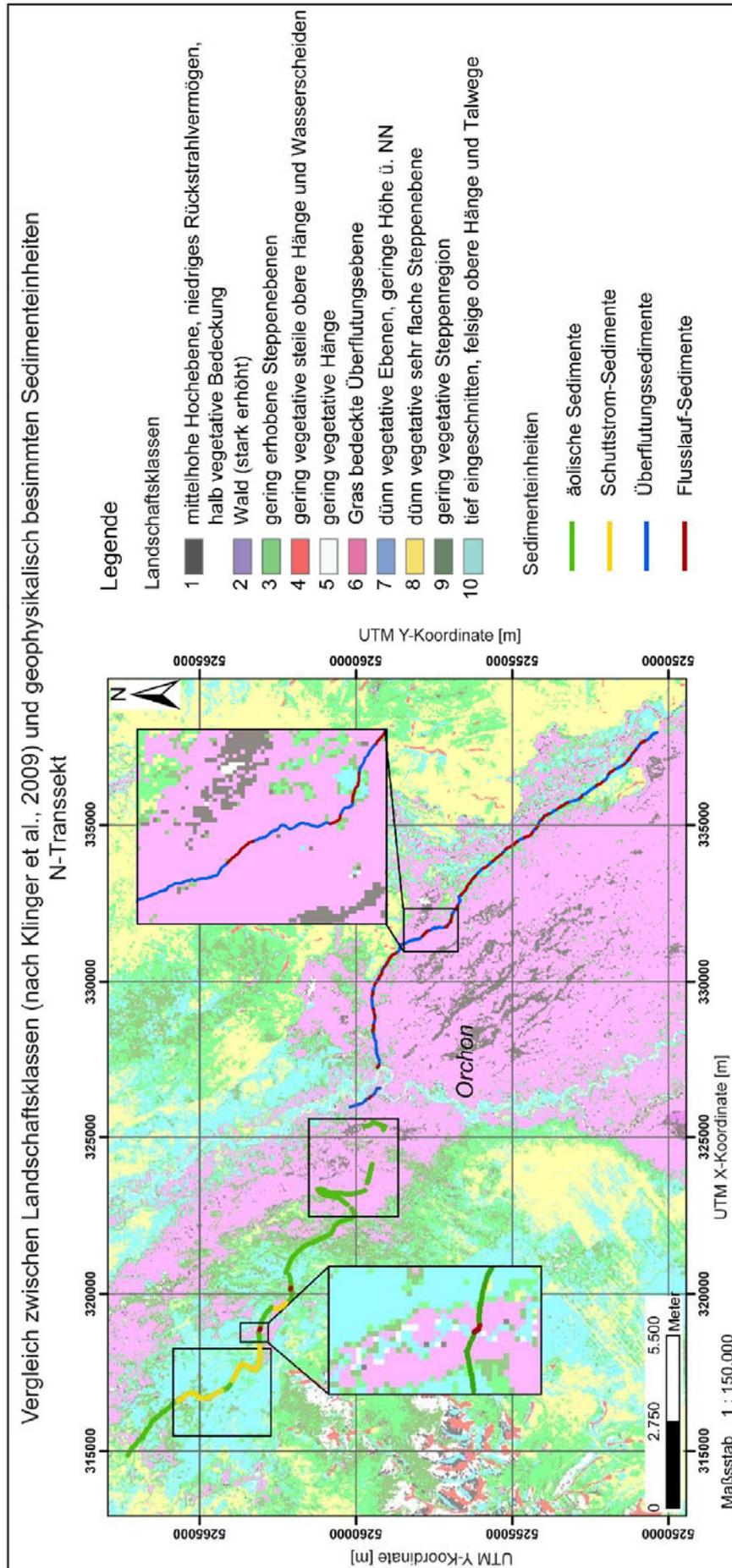


Abb. 71: Die Karte zeigt die Landschaftsklassifizierung nach Klinger et al. (2009) im Vergleich mit den sedimentologischen Ergebnissen für das S-Transsekt. Die Zahlen vor der Legende (Klassen) befinden sich mit Beschreibung in Tab. A.1. Die Rechtecke in der Karte werden im Folgenden erklärt.

Entlang des S-Transsektes können die Einheiten beider Klassifizierungen westlich des Orchon von denen östlich des Flusses unterschieden werden (Abb. 71).

Der westliche Teil wird landschaftlich überwiegend als Steppe klassifiziert (Abb. 71, dunkel-, hellgrün und gelb). In diesem Bereich sind die geophysikalisch klassifizierten äolischen Sedimente dominant. Seltener auftretende landschaftlich hellblau gefärbte Bereiche werden größtenteils von alluvialen Sedimenten dominiert, insbesondere von den interpretierten Schuttstrom-Sedimenten. Diese befinden sich laut Landschaftsklassifizierung nach Klinger et al. (2009) vor allem in eingeschnittenen Tälern. Sie könnten beispielsweise von den südlich gelegenen Hängen (Abb. 71, weiß) stammen, die sich durch abwärtsgerichtete Rutschungen oder Ströme im Orchontal ablagern.

Das abwechselnde Vorkommen geophysikalisch klassifizierter Überflutungssedimente und Flusslauf-Sedimente im östlichen Teil des S-Transsektes ist in der Landschaftsklassifizierung überwiegend als Überflutungsebene klassifiziert (Abb. 71, rosa).

Beim N-Transsekt stimmt das Auftreten von landschaftlichen Überflutungsebenen (rosa) mit geophysikalisch-sedimentologischen interpretierten Überflutungseinheiten größtenteils überein (Abb. 72). Die Abb. 73 zeigt das in Abb. 72 abgebildete schwarze Rechteck vergrößert. Die typischerweise aus Ton bestehenden Sedimente werden durch einen hohen Wassergehalt charakterisiert, der die Vegetationsbildung unterstützt und somit eine landschaftliche Identifikation erleichtert.

Die hellblau gefärbten Bereiche stellen eingeschnittene Talsohlen dar (Abb. 72 und 73). Hier treten die aus den geophysikalischen Messungen definierten Flusslaufsedimente auf. Im gelb gefärbten Bereich sind nach geophysikalisch-sedimentologischer Klassifizierung im Gegensatz zum N-Transsekt mit seinen äolischen Sedimenten alluviale Sedimente abgelagert, die einen hohen Grobkornanteil in einer feineren Matrix aufweisen. Das gröbere Material stammt wahrscheinlich aus den oberen Hängen nördlich der Steppe (Abb. 72 und 73, weiß) und wurde als Schuttstrom beim Austritt in die flache Steppenebene des Orchontals abgelagert.

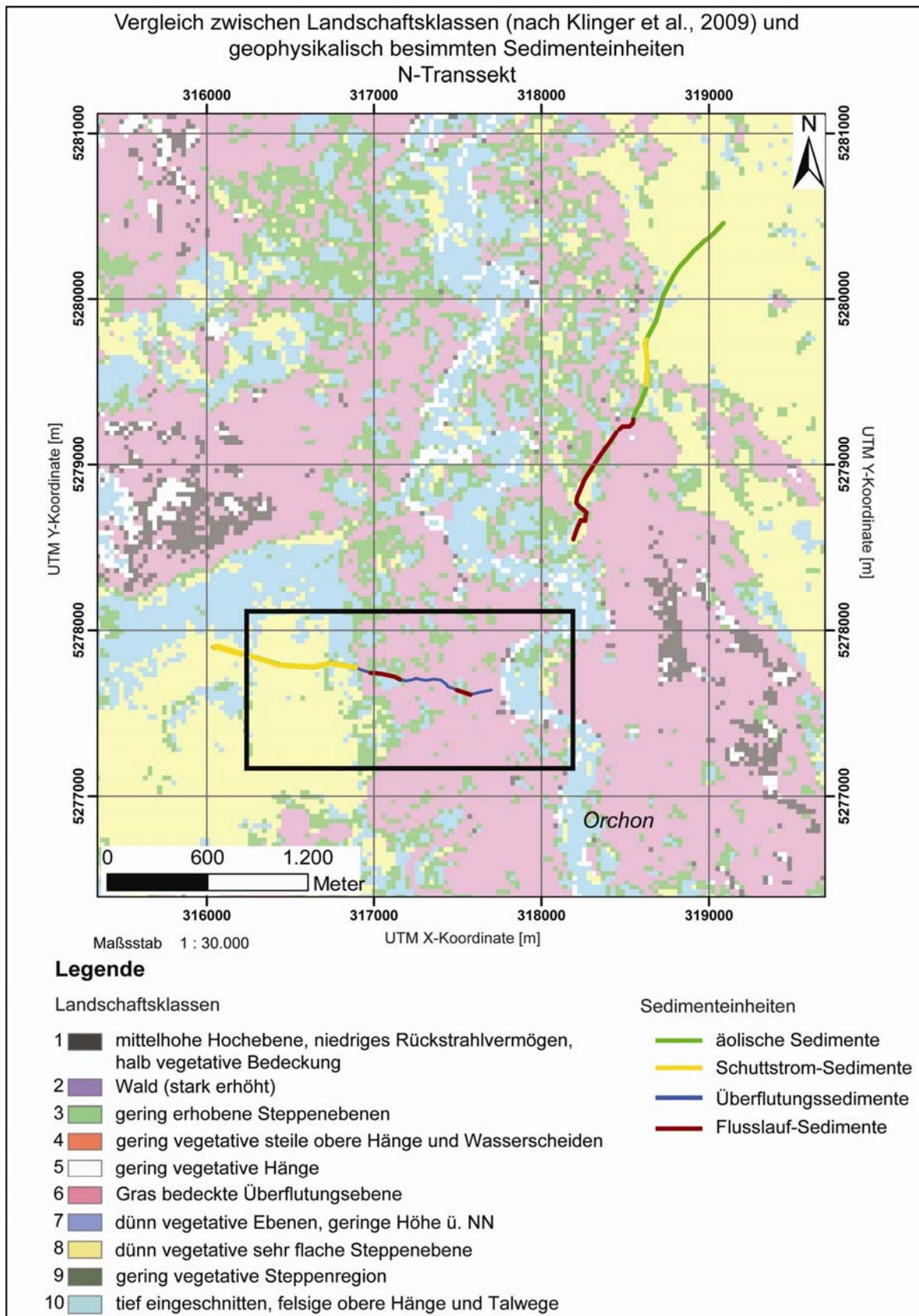


Abb. 72: Die Karte zeigt die Landschaftsklassifizierung nach Klinger et al. (2009) im Vergleich mit den sedimentologischen Ergebnissen für das N-Transsekt. Die Zahlen vor der Legende (Klassen) befinden sich mit Beschreibung in Tab. A1. Der Ausschnitt (schwarzes Rechteck) wird in Abb. 73 vergrößert dargestellt.

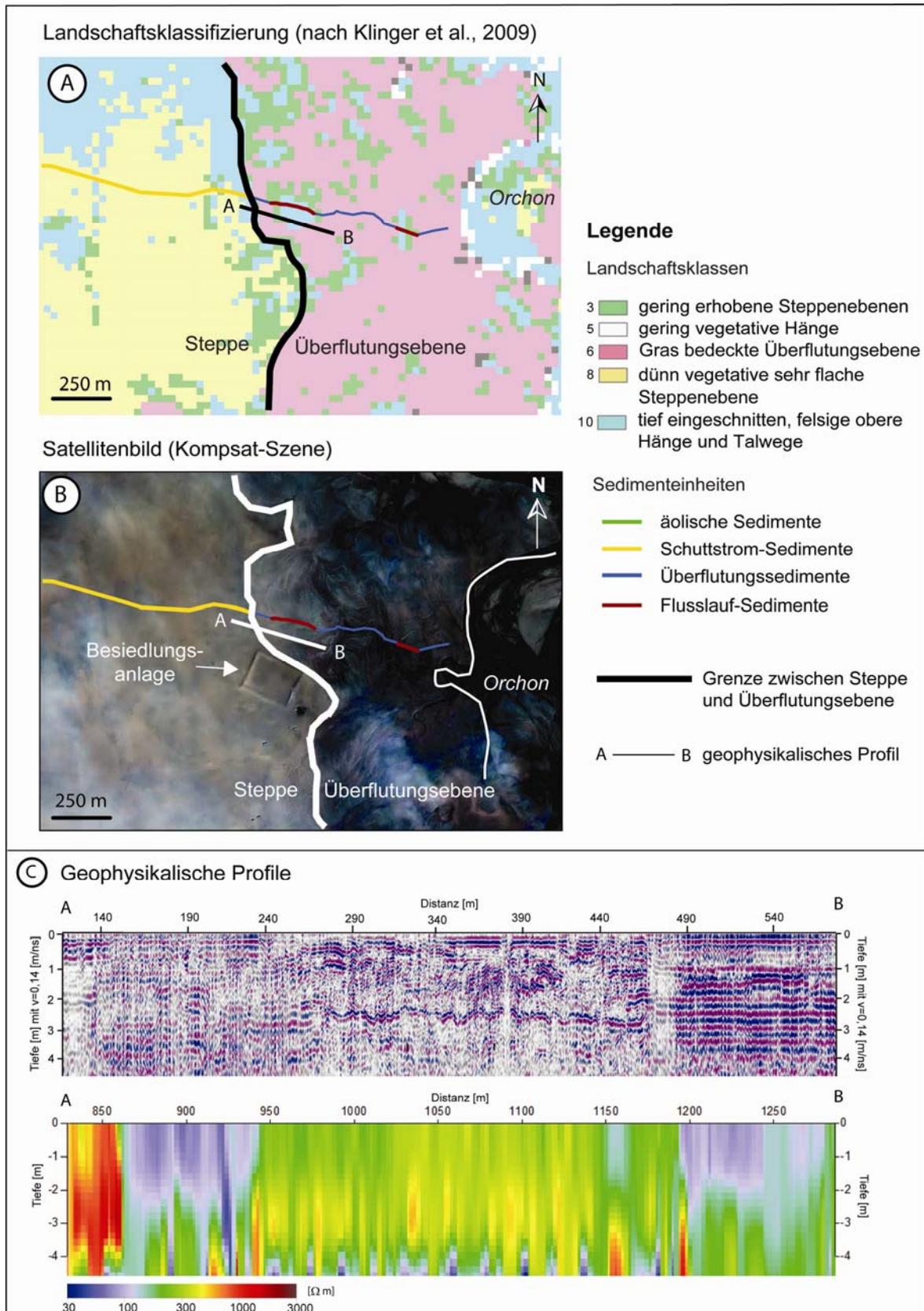


Abb. 733: (A) Ein Ausschnitt aus der Landschaftsklassifizierung (siehe Abb. 72, schwarzes Rechteck) nach Klinger et al. (2009) im Vergleich mit den sedimentologischen Ergebnissen. (B) Interpretiertes Luftbild als Vergleich zu (A) (Kartengrundlage: Komsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin). (C) Radargramm und Geoelektrik-Profil des Profils A – B aus (B).

Generell stimmen die in der Studie definierten Sedimenteinheiten mit den Landschaftsklassen weitgehend überein. Weiträumige Übereinstimmungen sowie markante Widersprüche werden abschließend herausgestellt.

Der Vergleich zwischen geophysikalisch bestimmten Sedimenteinheiten und geographischen Landschaftsklassen zeigt, dass die äolischen Sedimente überwiegend die Steppenregionen bilden, die laut Landschaftsklassifizierung von einer geringen Erhebung sowie einer geringen Vegetation geprägt sind (Abb. 71 und 72, hell-, dunkelgrün und gelb). Das Fehlen von erosionshemmender Vegetation begünstigt den äolischen Transport dieser Sedimente, die typischerweise in Trockengürteln verbreitet sind, dessen Klima durch die Kombination hoher Windgeschwindigkeiten und Trockenheit charakterisiert wird. Des Weiteren erleichtert die großdimensionale Steppenebene den Transport von äolischen Sedimenten. Sie können sich an den Leeseiten von Hängen ablagern sowie in eingeschnittenen Tälern große Flächen bilden.

Durch eine kritische Betrachtungsweise werden jedoch einige Widersprüche deutlich, beispielsweise innerhalb der als Überflutungsebene klassifizierten Landschaftsklasse (Abb. 71, rechter schwarze Rahmen und linkes vergrößertes Rechteck). Hier liegen nach eigener Interpretation äolische Sedimente vor. Die abgelagerten feinkörnigen gut sortierten Sande sind zwar ein Indiz für äolisches Sediment, aber um eine eindeutige Zuordnung zur äolischen oder fluviatilen Fazies (Überflutungssedimente) treffen zu können, müssten die Sedimente durch eine detailliertere Analyse untersucht werden.

Die als alluvial interpretierten Sedimente (Schuttstrom-Sedimente) kommen im N-Transsekt im Wesentlichen westlich des Flusses vor (orange). Landschaftlich ist dieser Bereich jedoch als Steppe klassifiziert (Abb. 72, gelb). Nördlich bzw. südlich gelegene Hänge könnten beim N-Transsekt (Abb. 72, weiß) und beim S-Transsekt (Abb. 71, weiß) für den Eintrag des Schuttes verantwortlich sein. Die Methode der Landschaftsklassifizierung bezieht nicht die Tiefeninformationen mit ein. Sie berücksichtigt ausschließlich das Oberflächenmaterial. Die in dieser Studie definierten Schuttstrom-Sedimente könnten von einer jüngeren feinkörnigen Sedimentschicht bedeckt sein, die für die Landschaftsklassifizierung ausschlaggebend ist. Für die geophysikalisch-sedimentologische Klassifizierung werden jedoch auch die tiefer liegenden Schichten berücksichtigt.

Die Flusslauf-Sedimente befinden sich hauptsächlich in landschaftlich klassifizierten eingeschnittenen Tälern. Die Flussläufe, die etwas jünger sind, können mit ihren groben Sedimenten sowohl mit der Methode für die Landschaftsklassifizierung als auch mit der Geophysik herausgestellt werden (Abb. 72, linkes vergrößertes Rechteck). Im Transsekt B

stimmen die Flusslauf-Sedimente sowie die Überflutungssedimente mit der Landschaftsklasse eingeschnittene Täler sowie Überflutungsebene weitgehend überein. Ein paar Ausnahmen im fluviatilen Milieu beim Vergleich beider Klassifizierungen treten allerdings auf (Abb. 72, rechtes vergrößertes Rechteck). Hier konnten mit der Geophysik Flussläufe identifiziert werden, die mit der Landschaftsklassifizierung nicht mehr erfasst werden können. Der Grund ist wieder die fehlende Tiefeninformation bei dieser Art von Klassifizierung. Die Überflutungssedimente treten weitgehend dort auf, wo die Landschaft ebenfalls als Überflutungsebene mit Vegetationsbedeckung charakterisiert wurde. Die Überflutungssedimente sind vor allem durch Tone charakterisiert, dessen hoher Wassergehalt die Vegetation begünstigt.

Qualitative Bewertungen aus dem Vergleich der beiden Methoden können nur eingeschränkt stattfinden, da die Klassifizierungen auf unterschiedlichen Faktoren basieren. Während die Landschaftsklassifizierung oberflächliche Aspekte behandelt (siehe oben), basieren die Sedimenteinheiten auf der geophysikalischen Betrachtung des Untergrundes sowie auf Tiefeninformationen von Bohrungen. Durch gewisse Übereinstimmungen ist jedoch grundsätzlich festzustellen, dass die oberflächennahen Sedimente mit unterschiedlichen Parametern, wie z. B. Korngrößen, Porositäten und dem damit zusammenhängenden Wassergehalt, die Landschaftsklassen bestimmen. Lage und Hangneigung führen ebenfalls zu einem unterschiedlichen Einzugsgebiet der Sedimente und somit zur Bildung unterschiedlicher Lithologien.

Kritisch bei dem Vergleich ist vor allem, dass die Landschaftsklassifizierung auf einer Momentaufnahme basiert und damit die Faktoren Zeit sowie Klimaänderungen nicht berücksichtigt. Dies macht sich besonders in der Überflutungsebene bemerkbar, in denen sich teilweise darunter liegende interpretierte Flusslaufablagerungen zeigen. Diese Rinnenläufe zeichnen das Migrieren des Flusssystem nach. Alte Rinnen wurden möglicherweise mit feinkörnigem Material überdeckt. Von der Landschaftsklassifizierung wird nur diese Abdeckung registriert, während die Geophysik und die Bohrungen die Tiefeninformationen erfassen.

8 Schlussfolgerung und Ausblick

Die Kombination der beiden geophysikalischen Messmethoden Kapazitive Geoelektrik und Georadar ermöglichte die geophysikalische Klassifizierung von Widerstandsklassen im Arbeitsgebiet. Anhand von Bohrungen entlang der gemessenen Transsekte wurden den Widerstandsklassen bestimmte Lithologien und eingeschränkt Lithofazies zugeordnet. Zum Zeitpunkt der Studie war die Anzahl der verfügbaren Bohrkern jedoch nicht hinreichend, um die langen Transsekte ausreichend detailliert zu interpretieren. Weitere Bohrungen, die in der letzten Geländekampagne abgeteuft wurden, werden im weiteren Projektverlauf ausgewertet. Eine höhere Datendichte im Zuge weiterer Messkampagnen sollte mit einer kritischen Betrachtung der Ergebnisse der vorliegenden Studie einhergehen.

Die klimatischen Bedingungen in der Mongolei erschweren die Auswertung von geophysikalischen Messungen. Das aride kalte Klima begünstigt die Frostbildung im Arbeitsgebiet. Sie erschwert die Erkennung spezifischer Widerstände für die unterschiedlichen Lithologien. (Sediment)-strukturen in den Radargrammen sind aufgrund fehlender dielektrischer Kontraste des Materials ebenfalls schwerer zu erkennen oder fehlen. Zum anderen führt das Auftauen in oberflächlichen Schichten im Frühling und Sommer zu einer Wasseranreicherung, die eine erhöhte elektrische Leitfähigkeit erzeugt und zum eingeschränkten Auflösungsvermögen des Georadars beiträgt.

Das Frostverhalten unterschiedlicher Sedimenteinheiten wurde in der vorliegenden Studie nicht detailliert untersucht. Anschlussstudien sollten die Auswirkungen von Frost auf unterschiedlich reagierende Böden mit unterschiedlichen Korngrößen berücksichtigen. Dies könnte eine präzisere Klassifizierung der Sedimente erleichtern.

Der Wassergehalt im Boden wurde auf Grundlage der Dielektrizitätskonstante und der Topp-Gleichung mit Hilfe von Diffraktionen in den Radargrammen ermittelt. Da diese nur für flüssig vorliegendes Wasser (Topp, 1980) gilt, konnte der Wassergehalt nur oberhalb der Frostschicht als Mittelwert über eine Tiefe von 1,5 m bestimmt werden, da unterhalb von 1,5 m der Boden gefroren war. Es zeigte sich, dass das Fehlen von ausreichend vorhandenen Diffraktionen eine zuverlässige Angabe über den Wassergehalt

erschwerte. Zur Behebung dieses Problems könnte der Wassergehalt z. B. mit einem System, das nach dem Time Domain Reflectometry (TDR)-Prinzip arbeitet (Topp, 1980), bestimmt werden. Exakte Grundwasserspiegelangaben wären für die Auswertung der geophysikalischen Messdaten hilfreich gewesen. In dieser Studie konnten nur anhand von Literatur Annahmen zum Grundwasserspiegel getroffen werden. Ein Vergleich mit einem Höhenprofil des Transsektes lässt die Nähe zum Grundwasserspiegel annähernd für das südliche Transsekt vermuten.

Eine Interpretation der herausgestellten Lithologien wurde durchgeführt. Die Unterscheidung erfolgte anhand ihrer Korngrößen. Anschließend konnten basierend auf den gegenwärtig wirkenden sedimentären Prozessen erste Annahmen hinsichtlich der charakteristischen Lithofazies und unterschiedlicher Ablagerungsräume gemacht werden. Diese Annahme müssen durch detailliertere Analysen der Sedimente sowie ihrer Strukturen weiter überprüft werden. Die relativ sicher zu interpretierende fluviatile Fazies, insbesondere die Flusslauf-Sedimente in ehemaligen Flussrinnen, ermöglichte die Feststellung einer räumlichen Verlagerung des Flusslaufes. Eine zeitliche Einordnung verschiedener Flussläufe ist allerdings aufgrund fehlender datierter Bohrkerne nicht möglich. Das Alter jeden Bohrkernes soll jedoch im Laufe des Projektes bestimmt werden und kann zu einer räumlich-zeitlichen Rekonstruktion des Flusssystems Orchon beitragen.

Die vorläufig in dieser Studie eingeteilten Widerstandsklassen und zugehörigen lithofaziellen Sedimenteinheiten ermöglichten einen ersten Vergleich mit der Landschaftsklassifizierung der FU Berlin, die eine vielfache Übereinstimmung zeigt. Es kann die Abhängigkeit zwischen den geographischen, auf oberflächennahen Parametern basierenden, Landschaftseinheiten und den geophysikalisch-sedimentologischen Ergebnissen hergestellt werden. Der Vergleich wird maßgeblich durch den Zeitfaktor erschwert. Während die Landschaftsklassifizierung eine Momentaufnahme ist, berücksichtigen die geophysikalischen Messungen aufgrund ihrer Tiefeninformation bis zu einer Tiefe von maximal 5 m die Entwicklung innerhalb eines geologischen Zeitabschnittes (von unten nach oben jünger werdend).

Der Arbeitsaufwand für die Bearbeitung eines großen Datensatzes von langen Transsekten ist hoch und wurde durch die örtliche Zuordnung der Messdaten beider Methoden erschwert. Diese zeit- und arbeitsintensive Zuordnung könnte in zukünftigen Messkampagnen bei der Kombination von Geoelektrik und Georadar optimiert werden, indem exakt die gleichen Wege mit Georadar und Geoelektrik zurückgelegt werden und jeweils gleich lange Teilprofile gemessen werden. Darüber hinaus wäre die Erarbeitung

eines speziell ausgewählten hoch auflösenden kleinräumigen Bereiches (wie z. B. Bereiche in unterschiedlichen Ablagerungsmilieus) aufschlussreich. Eingehängte Bohrungen könnten ein detailliertes Profil unterstützen und mit den Ergebnissen dieser Studie, die hauptsächlich die großflächige Verteilung der Sedimente analysiert, verglichen werden.

Die Geoelektrik stellt sich wegen der starken Kontraste von gut und schlecht leitenden Bereichen als geeignete Methode zur Abgrenzung von Frost und Auftauschicht heraus.

Das Georadar liefert diesbezüglich auch aussagekräftige Ergebnisse, indem deutliche horizontale Reflektoren die Grenzschichten zwischen gefrorenem (reflexionsfrei) und ungefrorenem Material abbilden. Das gute Auflösungsvermögen des Georadars konnte aufgrund zu hoher Leitfähigkeit in der Auftauschicht und einer schlechten Ankopplung wegen unebenen Geländes nicht immer optimal genutzt werden. Beide Methoden ergänzen sich jedoch bei der Charakterisierung der Bodenschichten ausgezeichnet und tragen in Kombination mit Bohrkernanalysen zur Rekonstruktion der Sedimentarchitektur bei.

9 Anhang

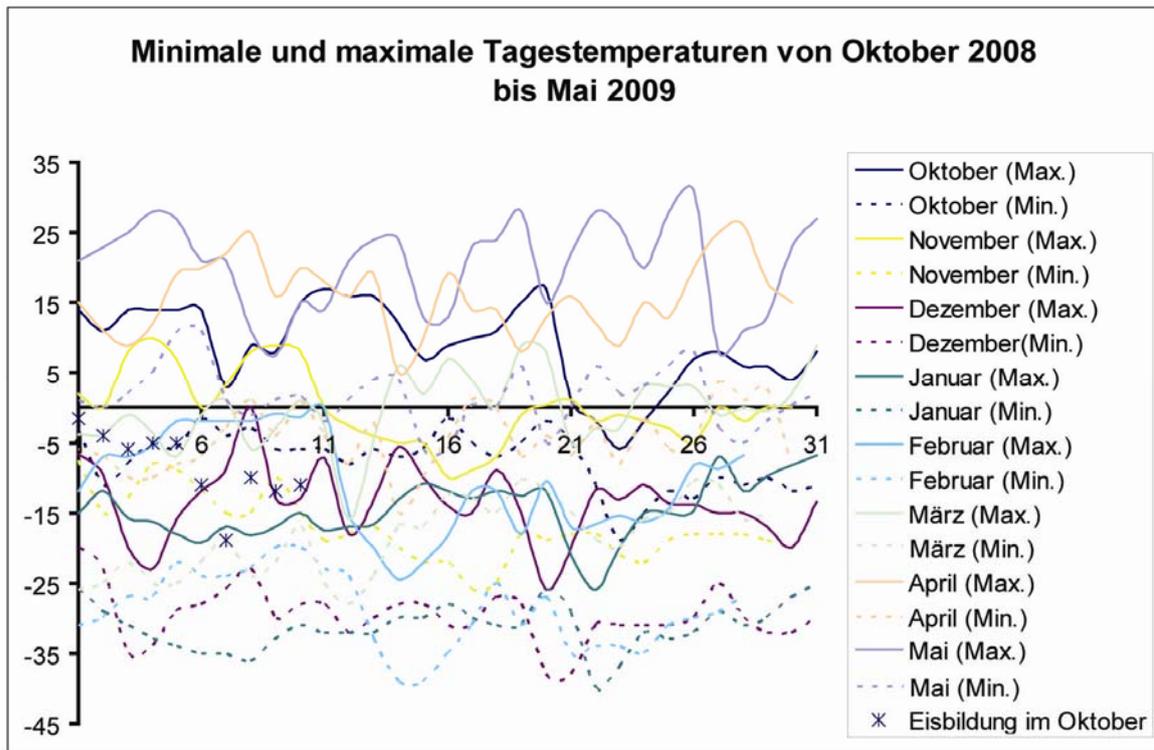


Abb. A1: Klimadiagramm aus Ulan Bator zeigt die minimalen und maximalen Temperaturen von Oktober 2008 bis Mai 2009 (aus N. N, 2009 b)).

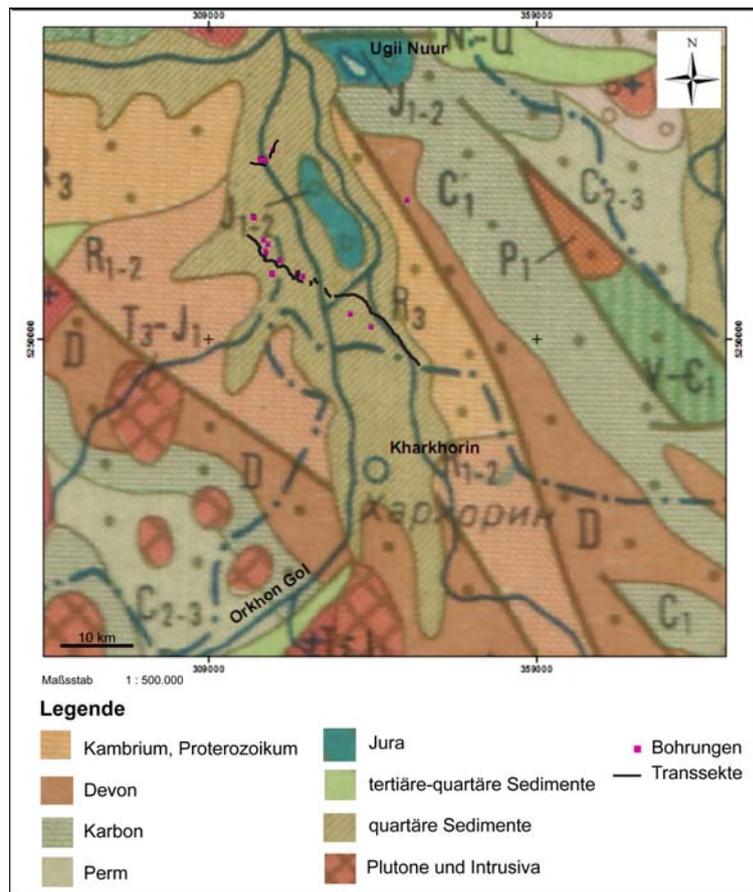


Abb. A2: Geologische Karte der Umgebung von Kharkhorin. (Georeferenzgrundlage: Landsat-Satelliten ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) (aus Sodnom & Yanshin, 1990), zur Verfügung gestellt von der FU Berlin, verändert).

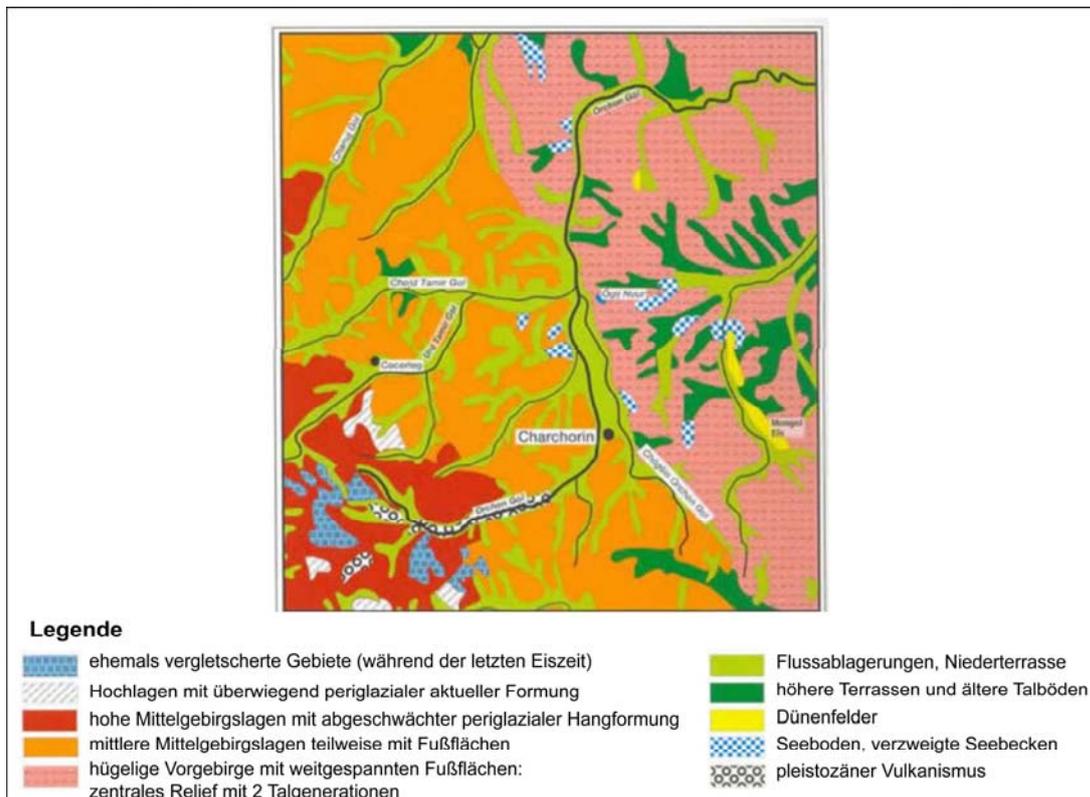


Abb. A3: Landschaftliche Einteilung der Umgebung Kharkhorins (aus Sodnom & Yanshin, 1990).

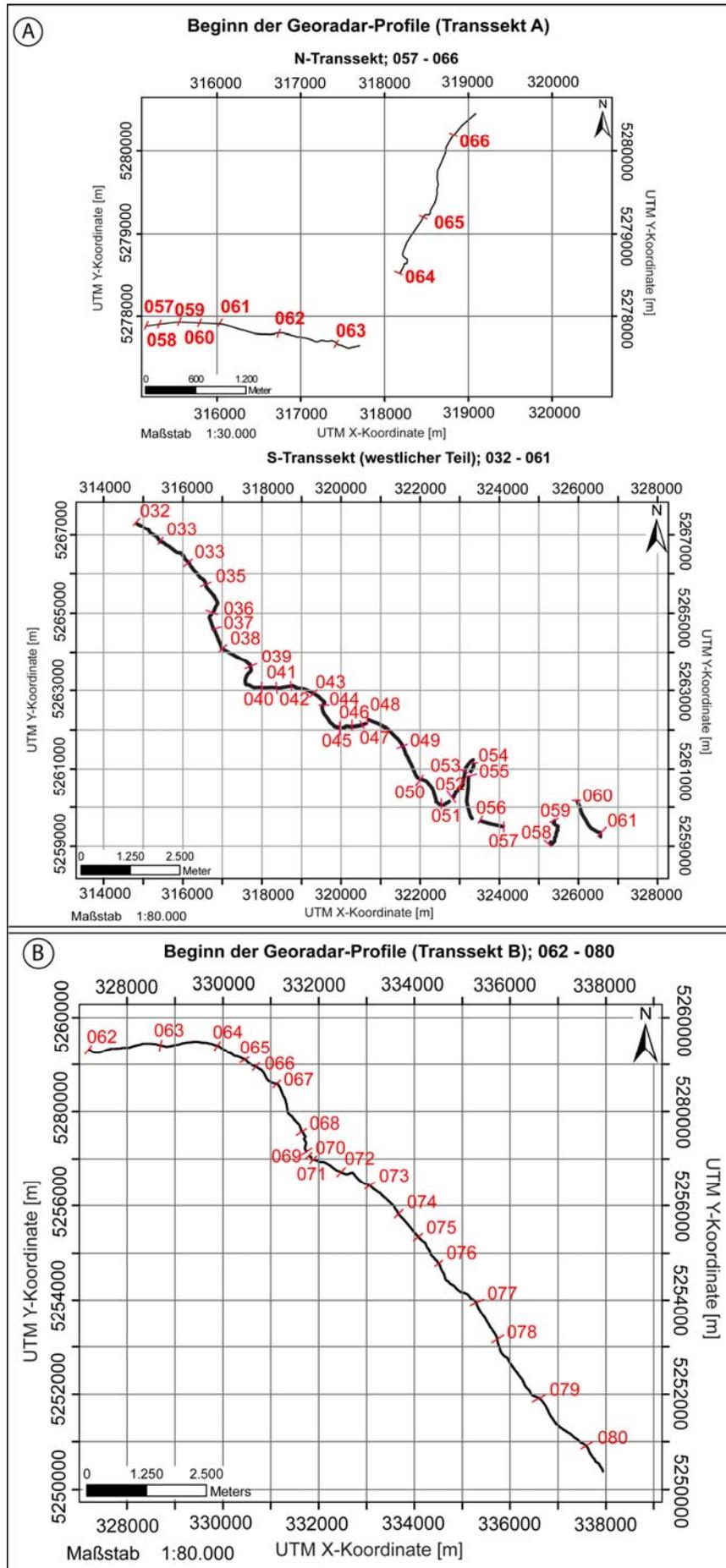


Abb. A4: (A) Beginn der Georadar-Profile des N-Transsektes und des S-Transsektes (westlicher Teil). (B) Beginn der Georadar-Profile des Transektes B.

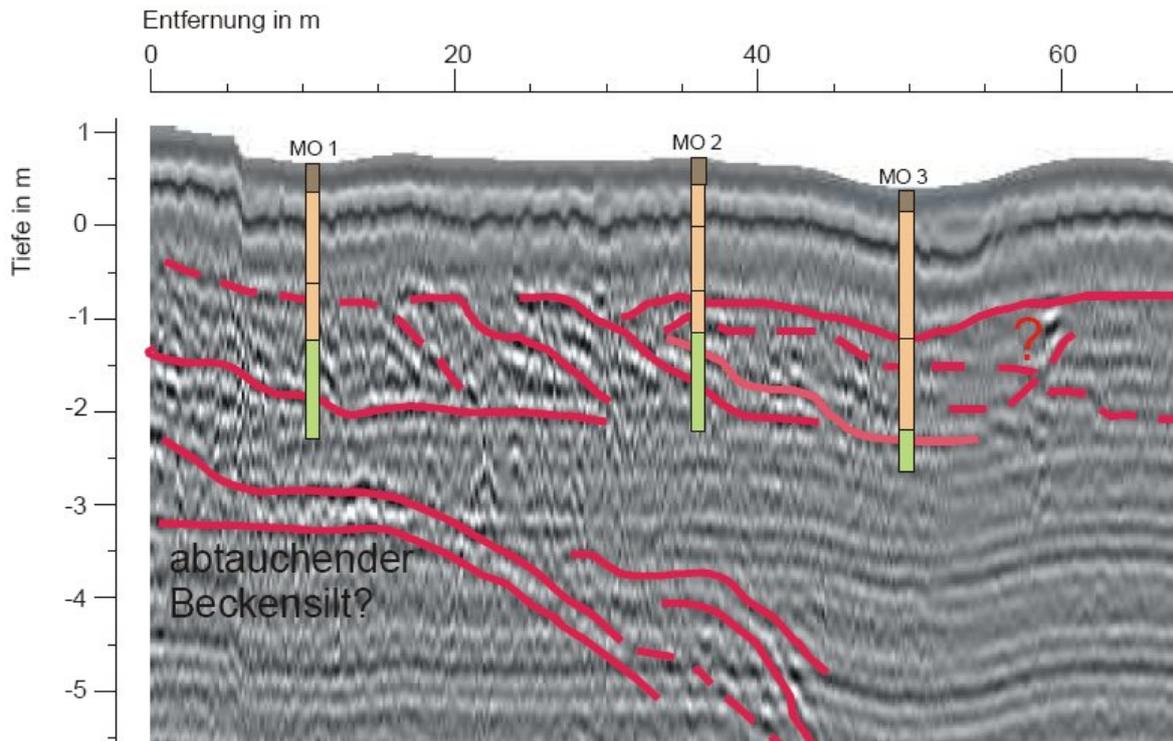


Abb. A5: Das Radargramm (200 MHz Antenne) zeigt eine Rinnenstruktur auf der Halbinsel Gnitz (Usedom) und deren sedimentäre Bedeckung (aus Büttner, 2008).

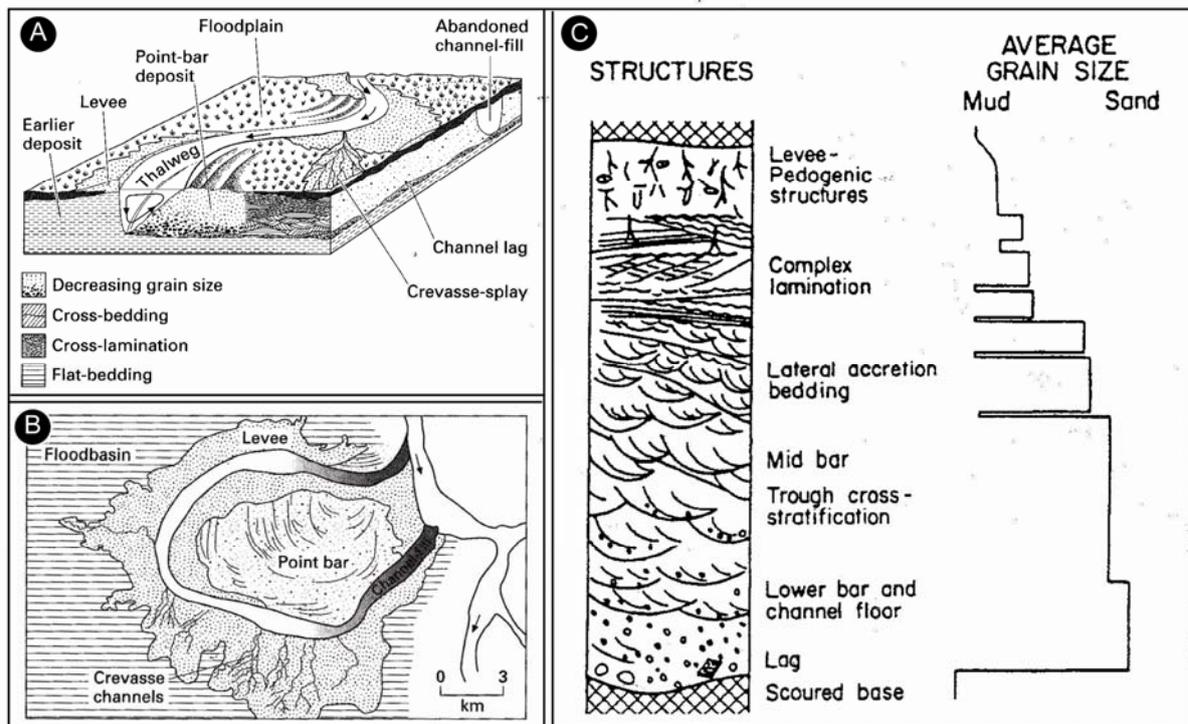


Abb. A6: (A) Klassisches Modell für Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystems (aus Allen, 1974). (B) Typische Ablagerungen einer Flussschlinge, Mississippi (aus Fisk, 1947). (C).

Vereinfachtes Vertikalprofil einer typischen nach oben feiner werdenden Sedimentenabfolge („fining upward“) einer Gleithangsequenz und der typischen Korngrößenverteilung (SP-Log) (aus Selley, 1985).

Tab. A1: Interpretation der Klassen auf Basis der Hauptkomponentenanalyse („Principal Component Analysis“) (aus Klinger et al., 2009).

Klassen	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	Interpretation
1	0.6809352	-	-0.3075604	-0.1917425	0.2002553	0.1618537	medium elevated plains, low albedo semi veg. Coverage
2	1.985023	-0.004437	-0.8066258	-0.3359927	0.545714	0.4432907	forests (highly elevated)
3	-0.3993631	-	0.4352685	0.09724797	0.05515507	0.04783237	low elevation steppe plains
4	0.3801579	2.497516	-2.468267	0.3340676	-0.4093858	-0.2557632	Less vegetated steep upper slopes and watershed divides
5	0.124473	-	0.08868407	0.1809562	0.1256108	0.1049216	less vegetated slopes
6	0.9978418	-0.0361175	0.4765744	-1.782634	-	-0.0335976	Grass covered floodplain
7	-0.5435938	0.02035048	0.5243288	0.4736339	0.02744327	0.02307979	rare vegetated plains, low altitudes
8	-0.9522066	0.02228239	0.6052232	0.2119264	0.02810949	0.02187383	less vegetated flattest plain steppe
9	-	-	0.2588924	0.1058041	0.07970428	0.06838018	semi less vegetated steppe region
10	0.6867842	-2.671656	-2.15729	-0.3442656	-0.6838214	-0.7006031	steeply incised, rocky upper slopes and strait valley bottoms

Tab. A2: Koordinaten der Bohrungen im WGS 84 UTM-Koordinatensystem und die Höhen ü. NN. Die rot markierten Bohrprofile wurden in der Studie für die Auswertung verwendet.

Name	UTM X-Koordinate [m]	UTM Y-Koordinat [m]	Höhe ü. NN [m]	
RK01	3156	45	5268799	1359
RK02	3156	59	5268790	1358
RK03	3159	15	5268661	1360
RK04	3158	99	5268658	1358
RK05	3167	68	5277801	1348
RK06	3169	95	5277505	1352
RK07	3170	14	5277489	1353
RK08	3169	74	5277528	1350
RK09	3171	32	5277631	1343
RK10	3171	32	5277632	1342
RK11	3172	20	5277503	1352
RK12	3176	64	5277572	1353
RK13	3186	14	5260178	1388
RK14	3186	61	5259977	1384
RK15	3173	80	5265321	1367
RK16	3179	98	5264555	1378
RK17	3176	07	5263175	1374
RK18	3176	78	5263560	1382
RK19	3224	36	5260158	1383
RK20	3233	09	5259698	1379
RK21	3233	09	5259699	1378
RK22	3197	93	5262077	1381
RK23	3197	75	5262111	1382
RK24	3391	99	5271417	1363
RK25	3338	15	5251886	1398
RK26	3306	23	5253785	1391
RK27	3187	83	5279147	1345

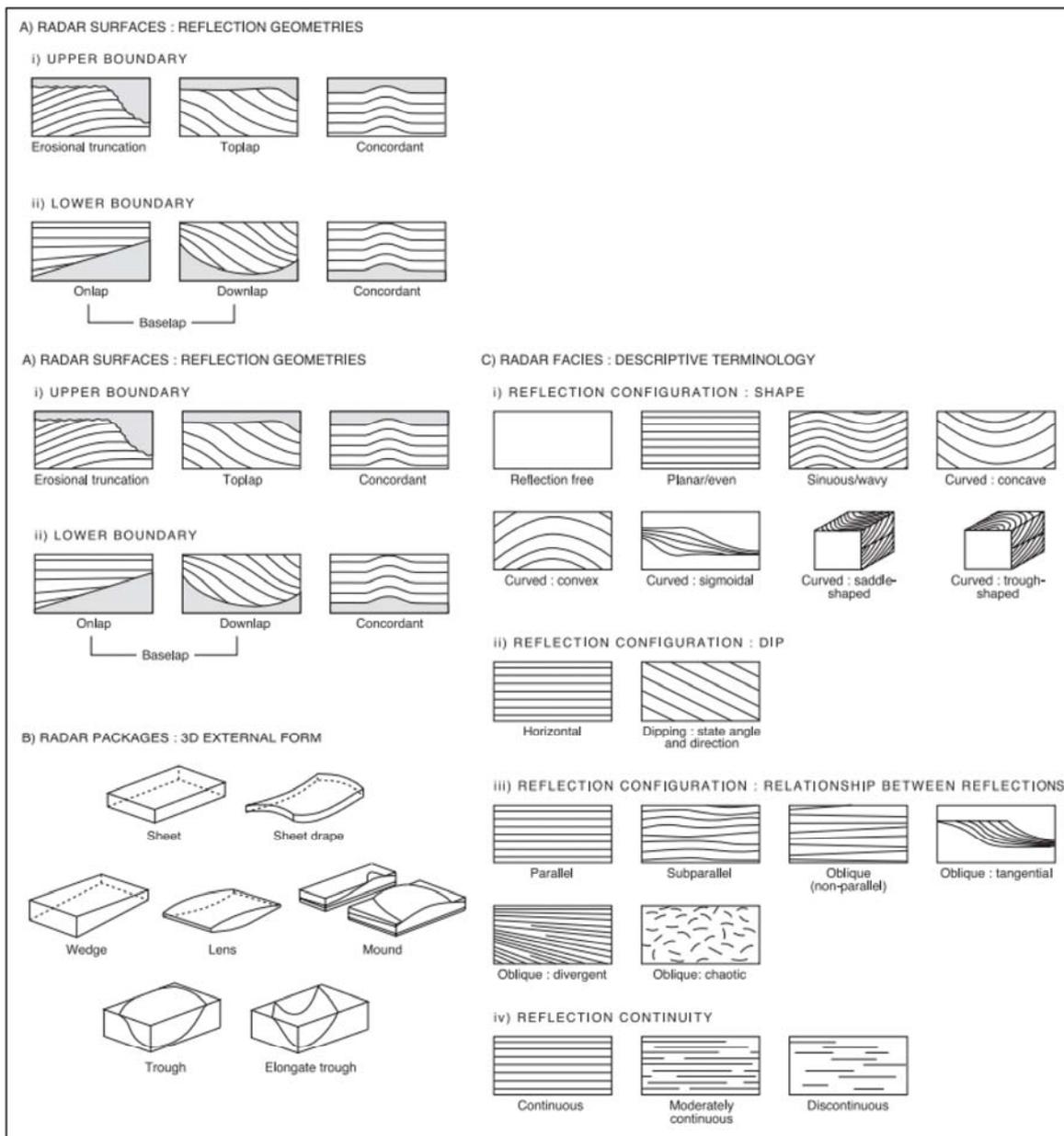
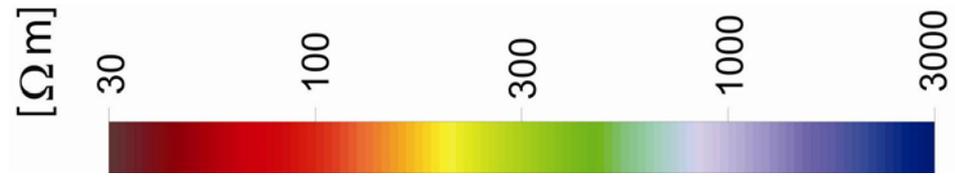
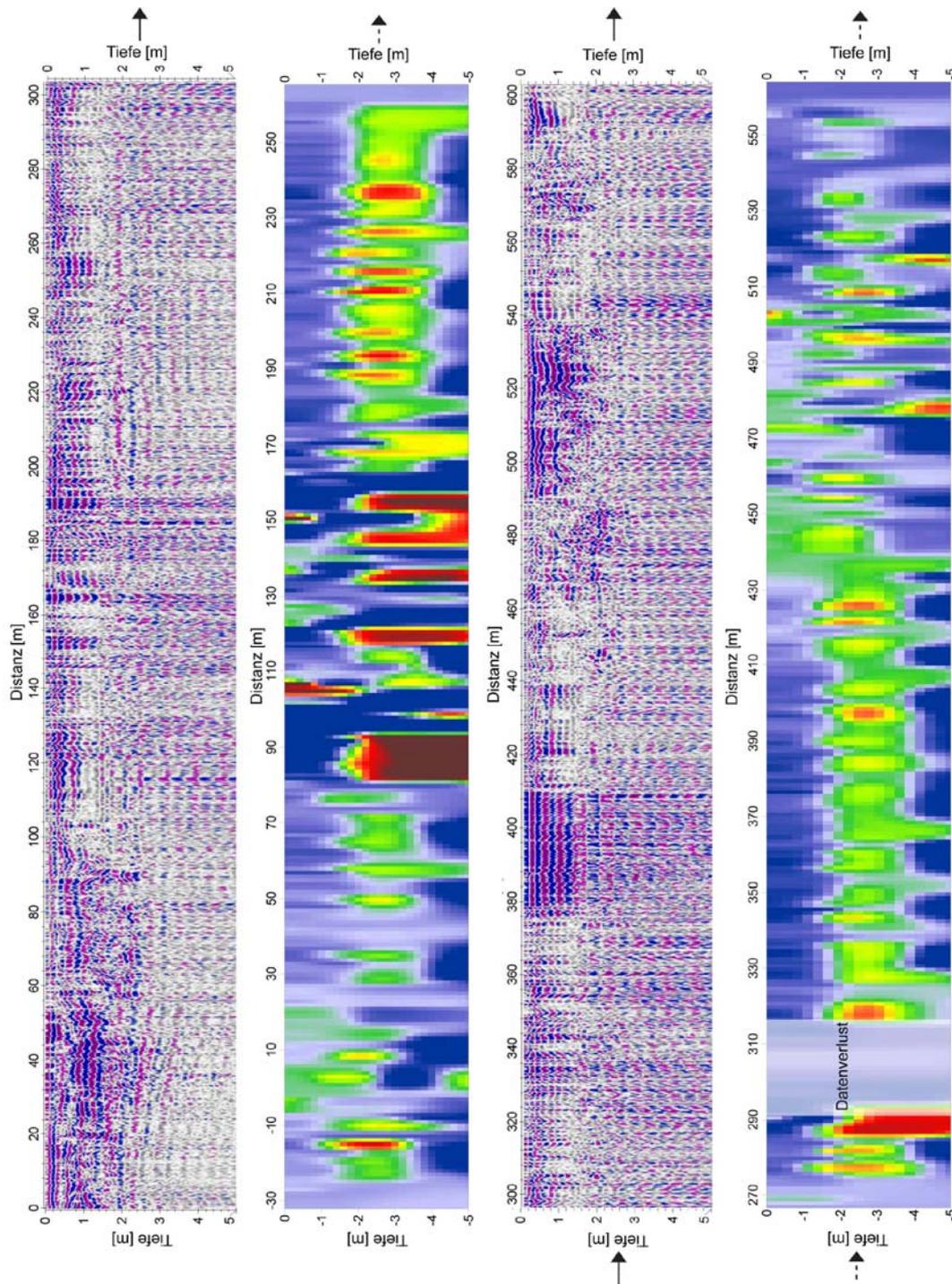


Abb. A7: Definitionen für die Beschreibung der Reflektorgeometrien und Radar-Grenzschichten (verändert nach Mitchum et al., 1977; Campbell, 1967; Allen, 1982).

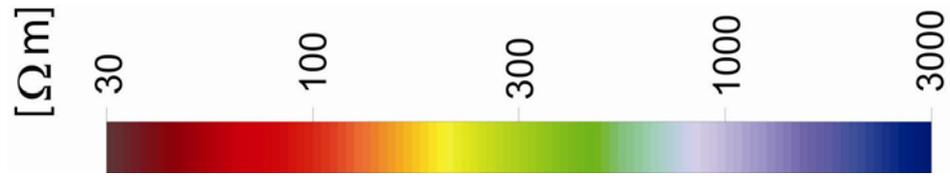
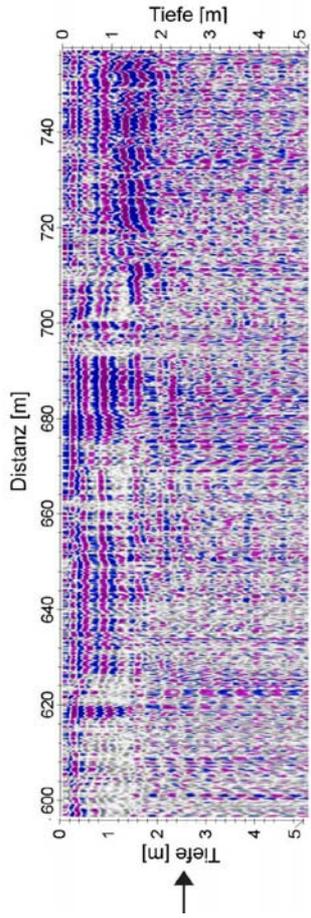
Eine Übersicht der gesamten Georadar- und Geoelektrik-Profile 032 - 080 des S-Transsektes ist auf den Seiten 107 - 146 dargestellt und die Georadar- und Geoelektrik-Profile 057 - 066 des N-Transsektes auf den Seiten 147 - 154. Die Lage der Profile kann in Abb. A4 nachgesehen werden. Vom östlichen Teil des S-Transsektes fehlen die invertierten Geoelektrik-Profile aufgrund einer zu geringen Datendichte, sodass ausschließlich die Georadar-Profile im Anhang abgebildet wurden.



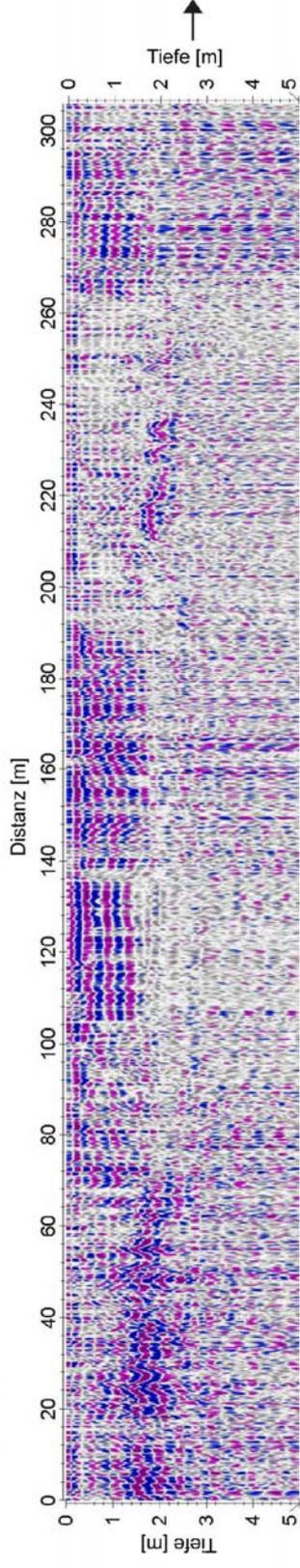
S-Transsekt (Seite 107 - 146)
Profil 032



Fortsetzung Profil 032

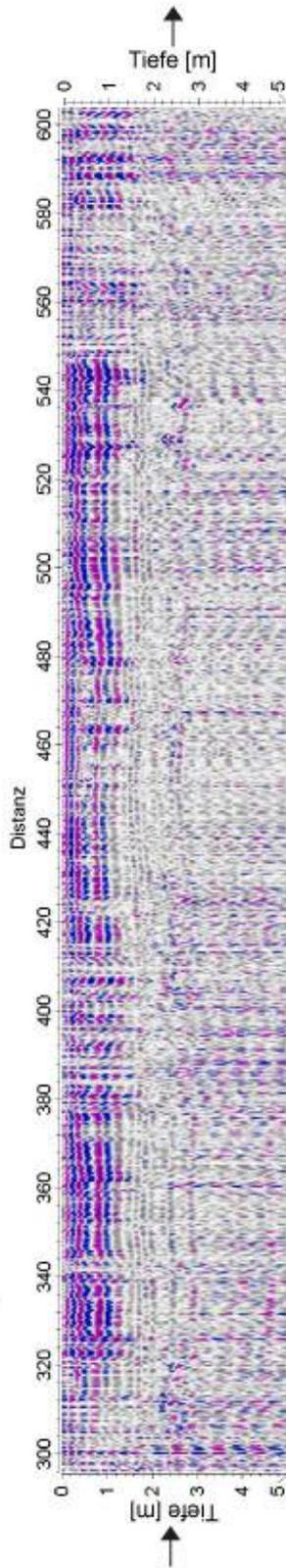


Profil 033

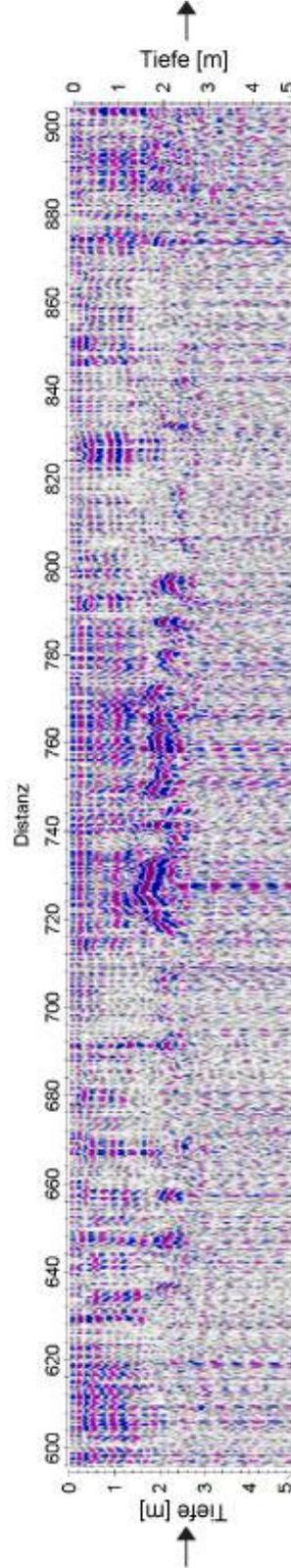


fehlende Elektrikdaten

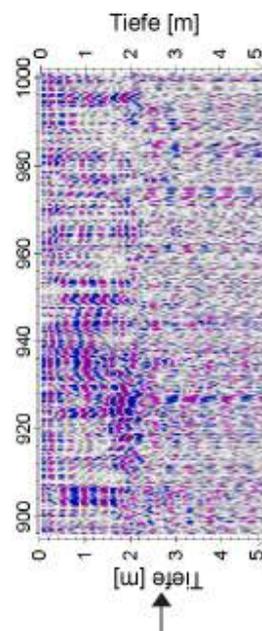
Fortsetzung Profil 033



fehlende Elektrikdaten

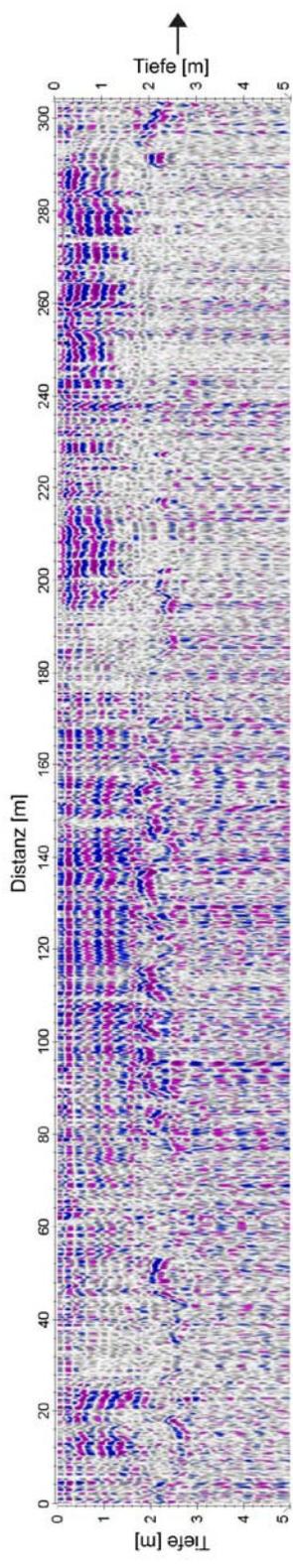
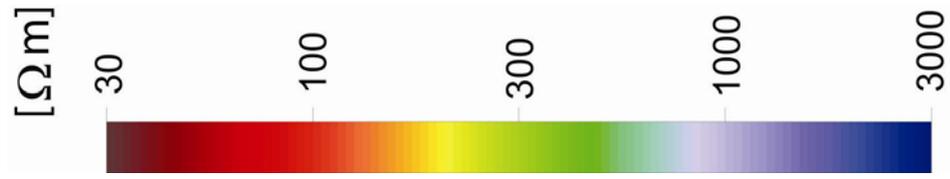


fehlende Elektrikdaten

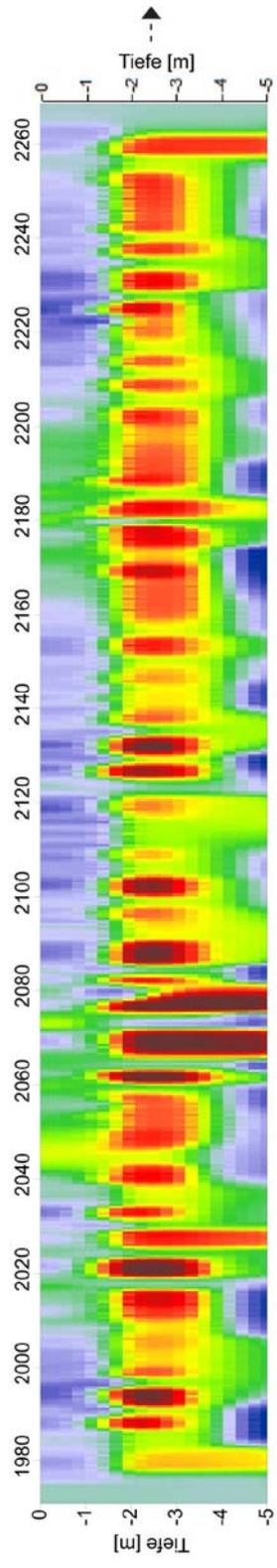
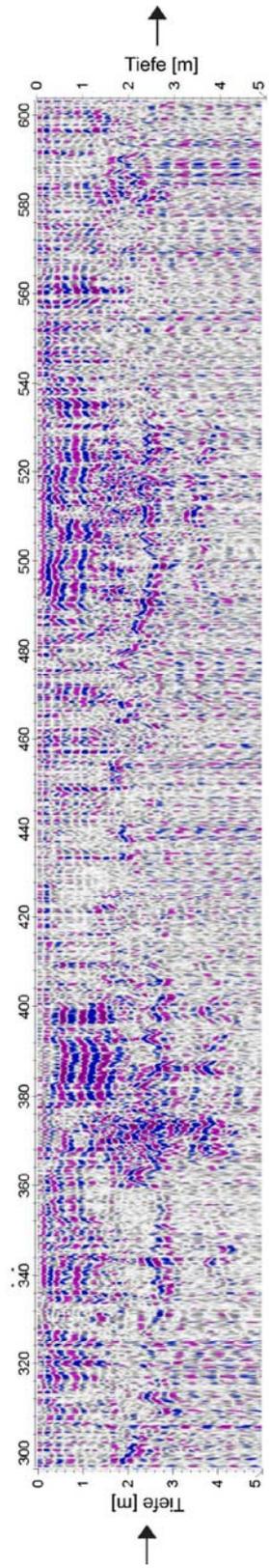


fehlende Elektrikdaten

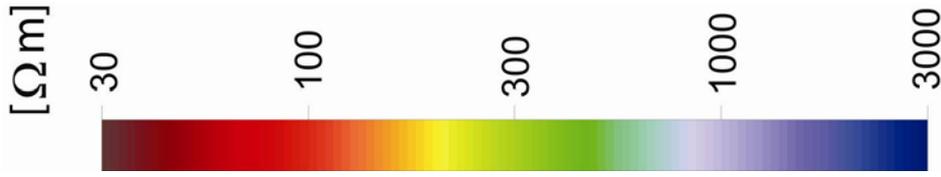
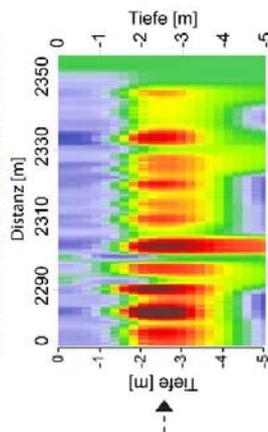
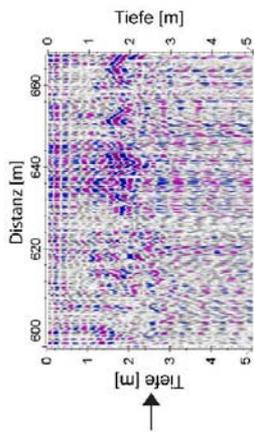
Profil 034



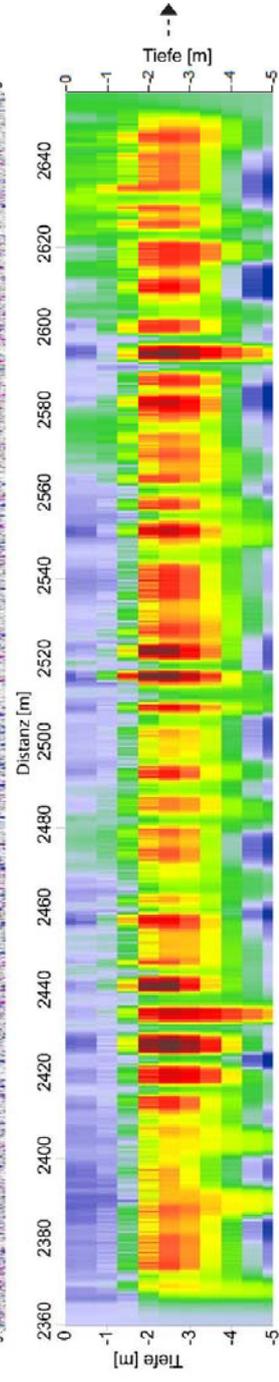
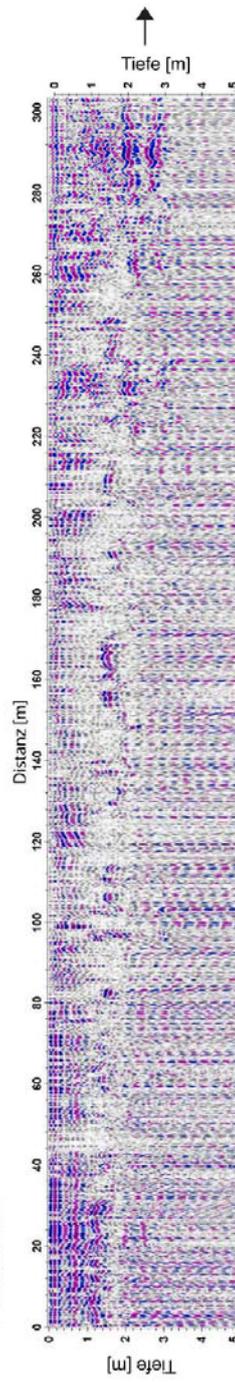
fehlende Elektrikdaten



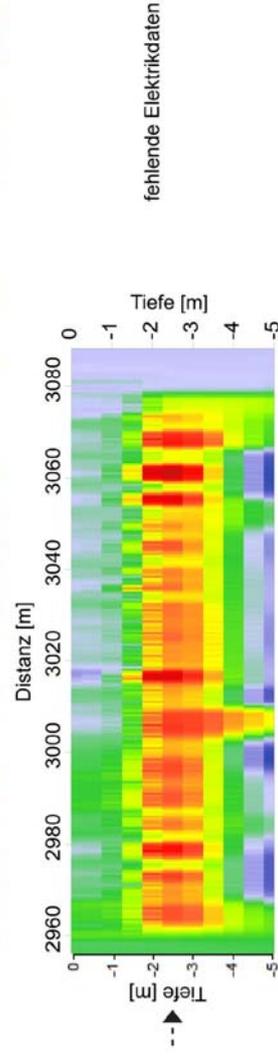
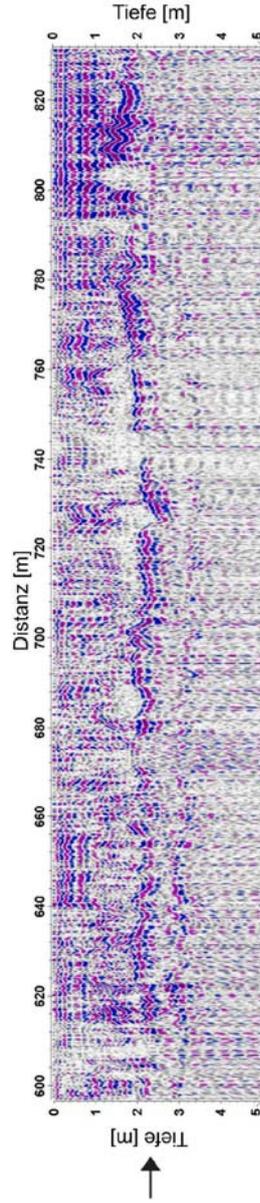
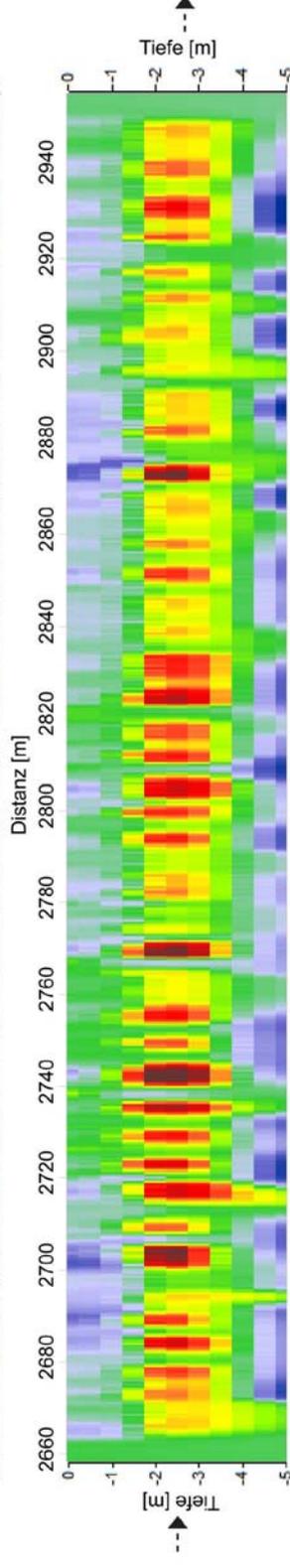
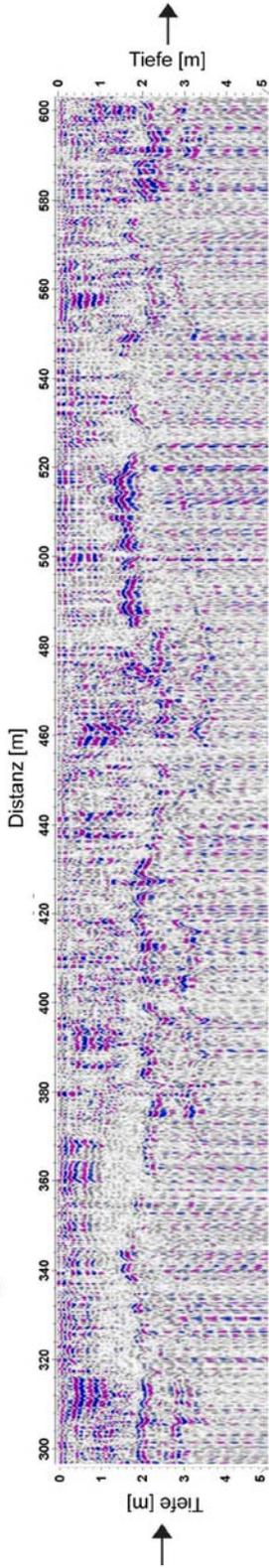
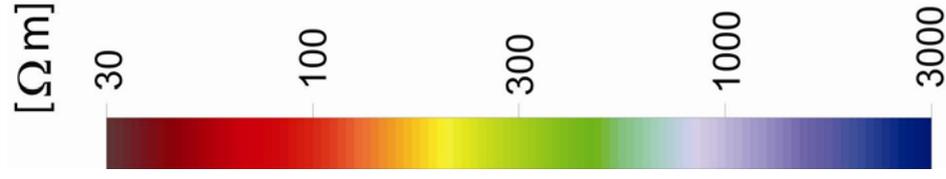
Fortsetzung Profil 034

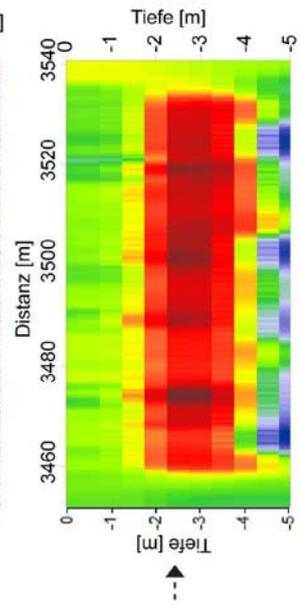
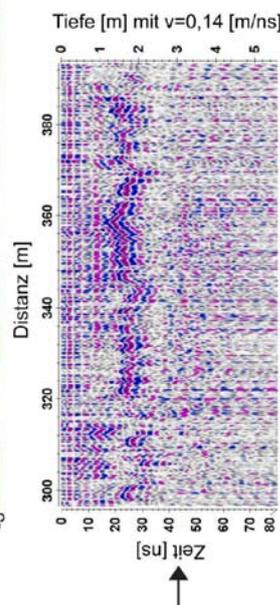
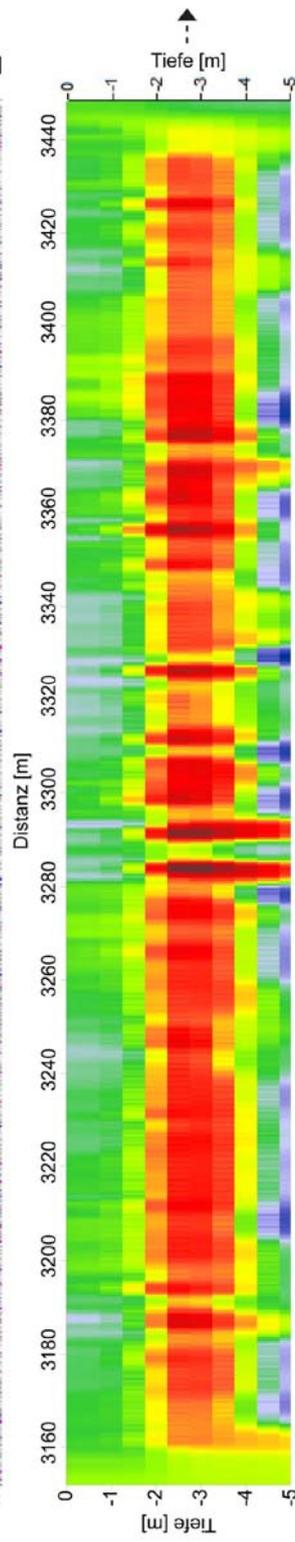
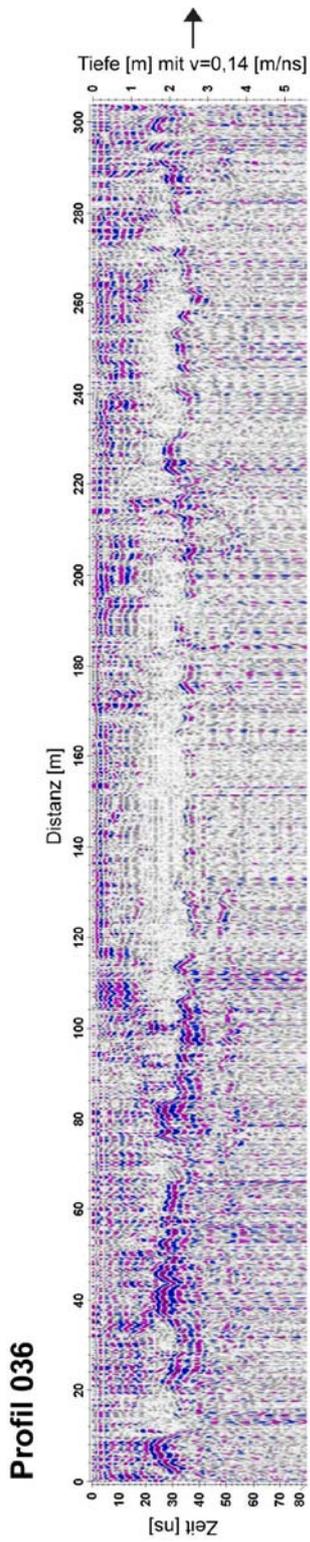
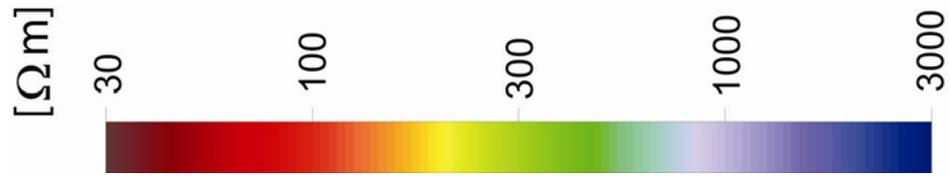


Profil 035

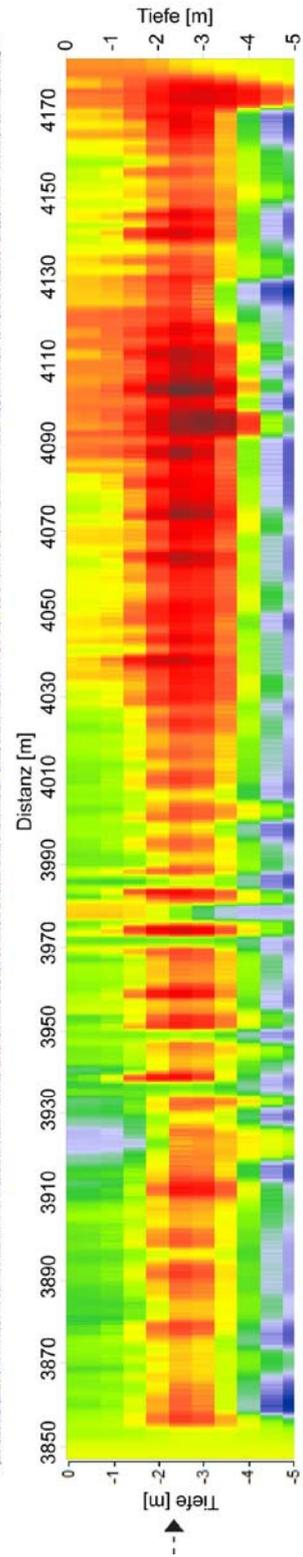
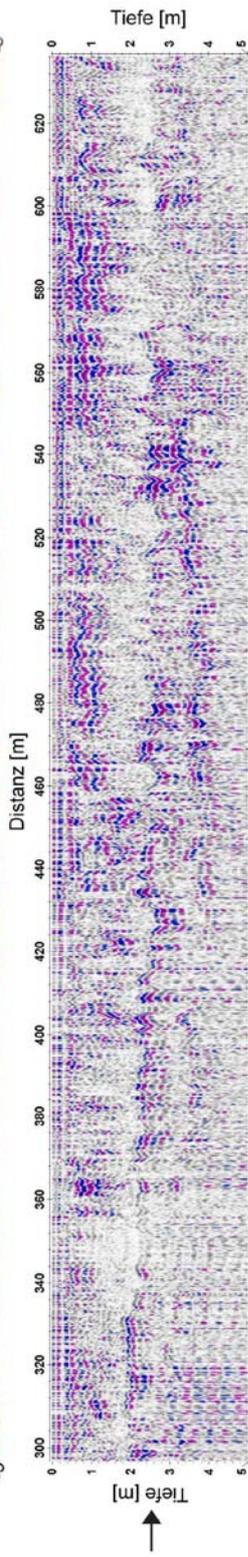
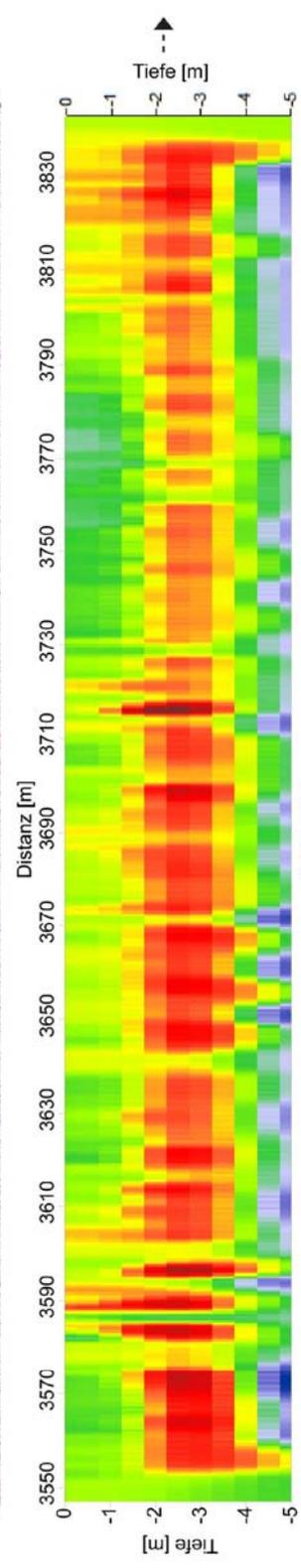
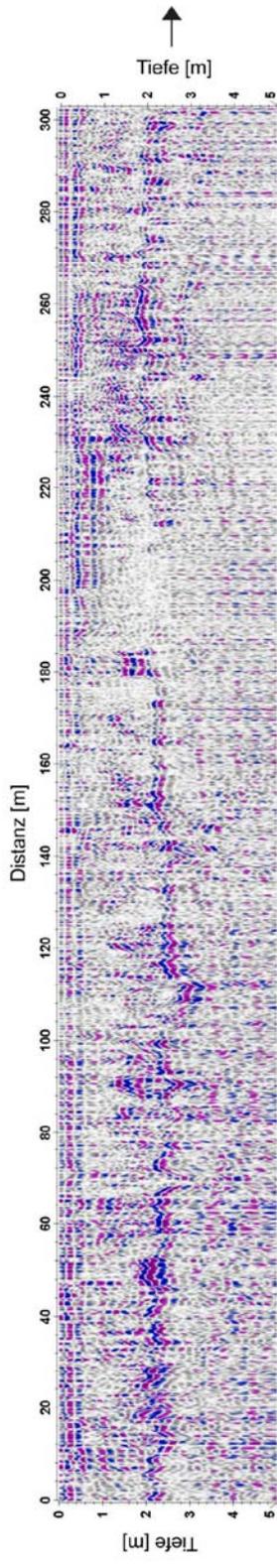
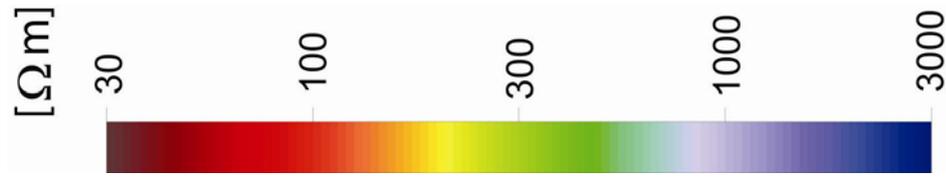


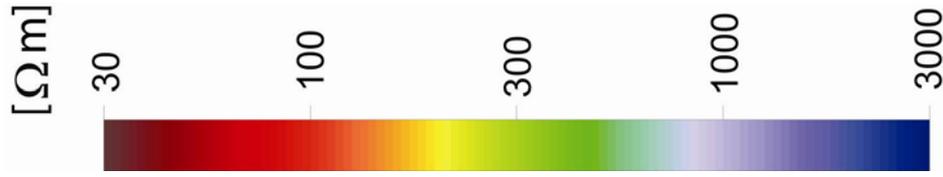
Fortsetzung Profil 035



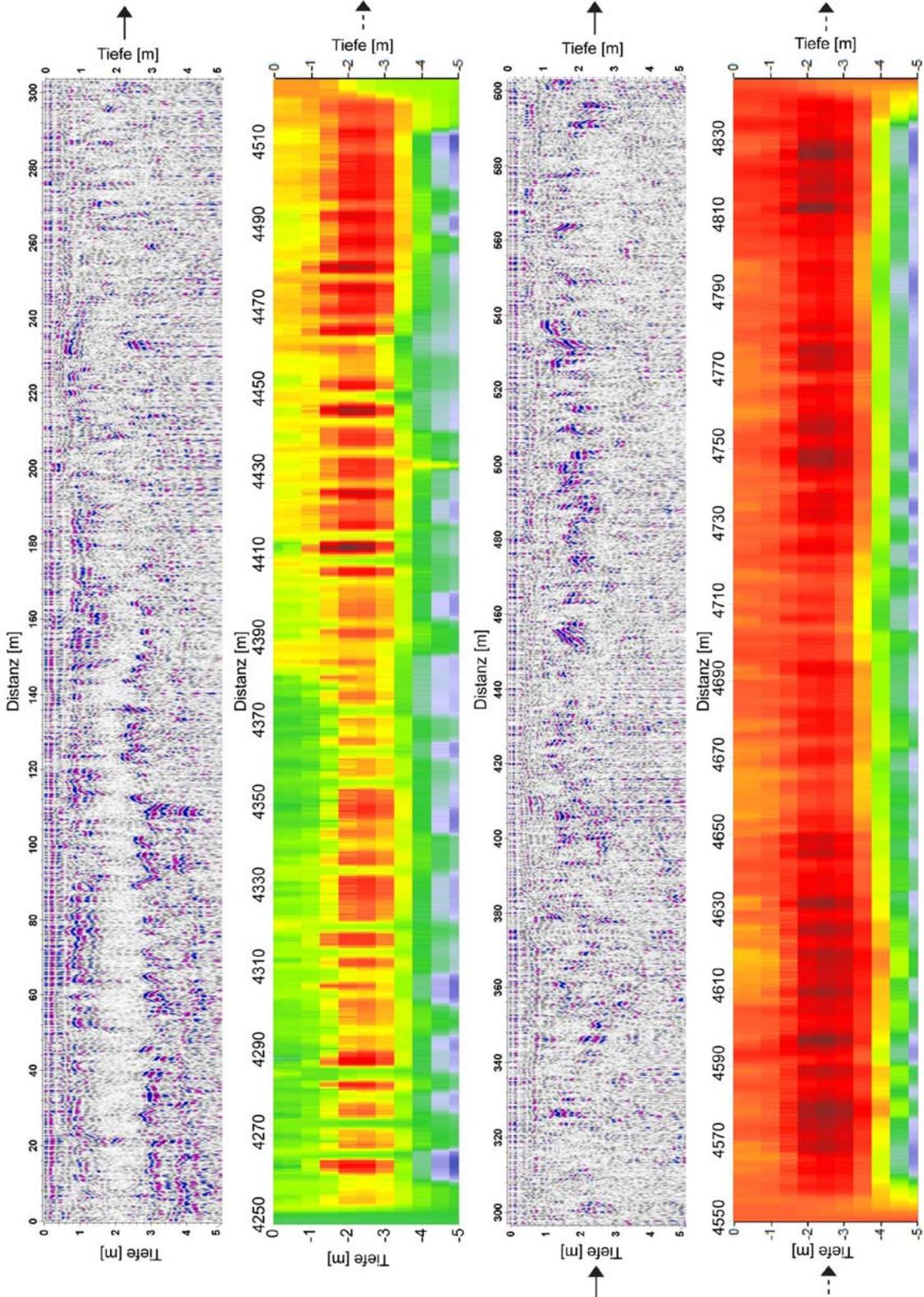


Profil 037

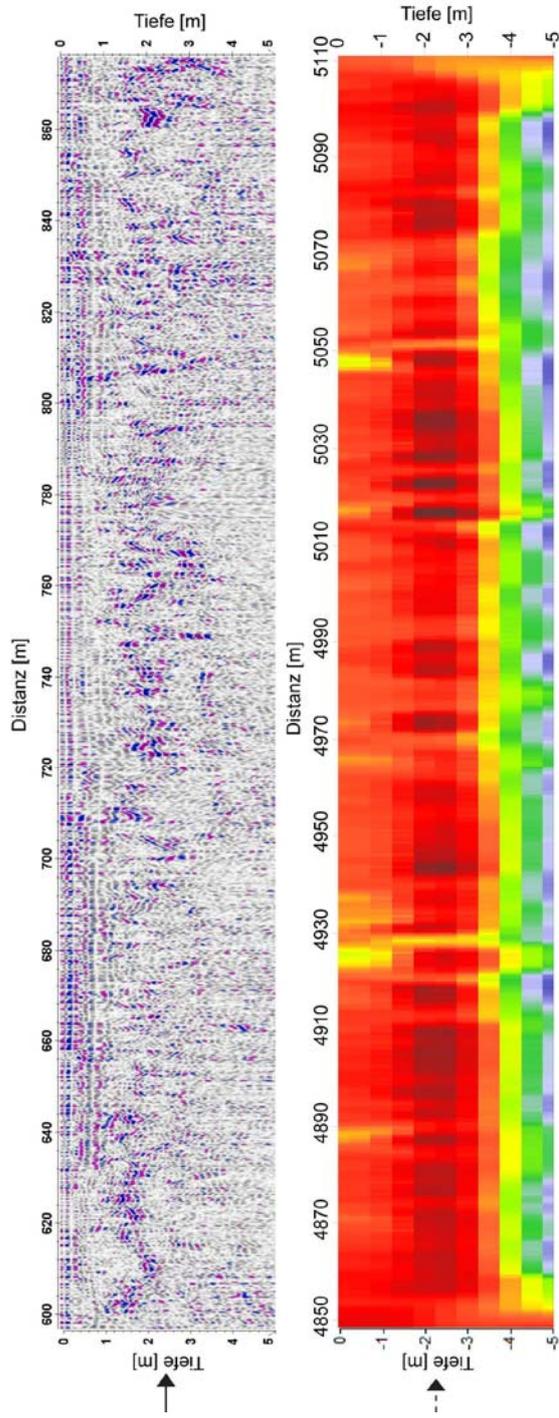




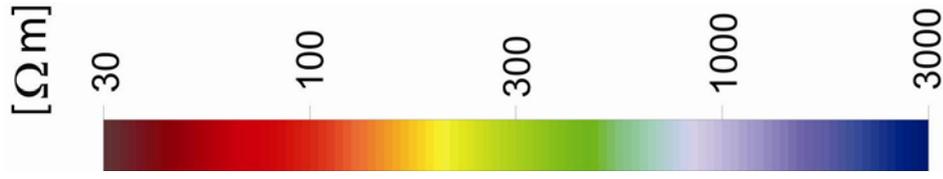
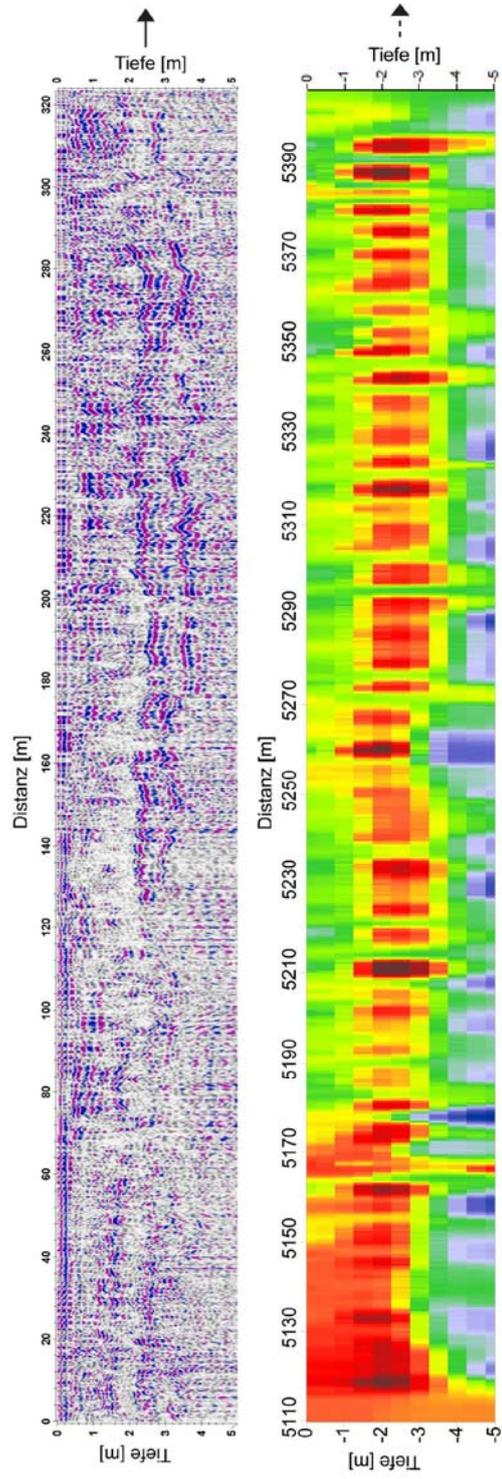
Profil 038

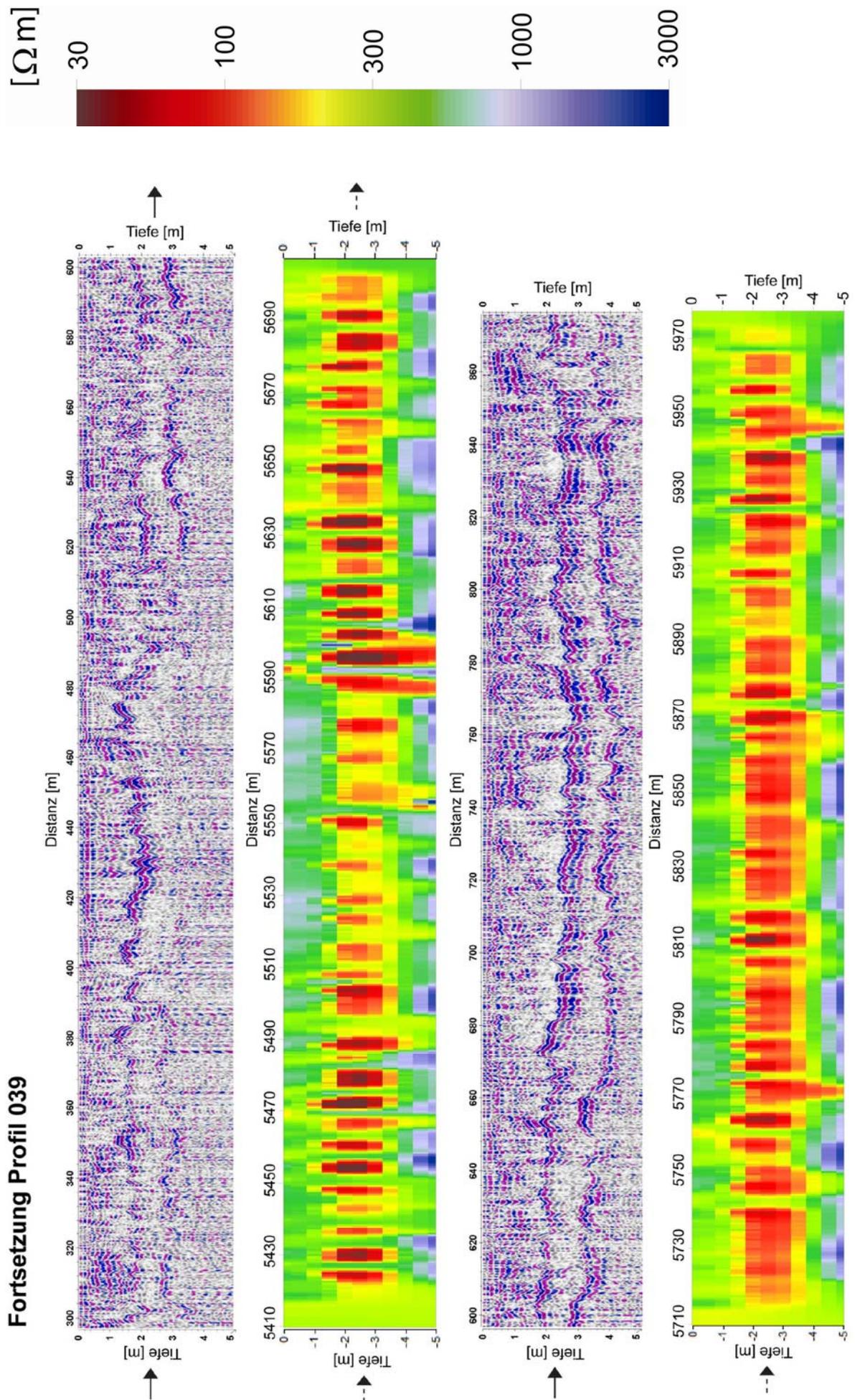


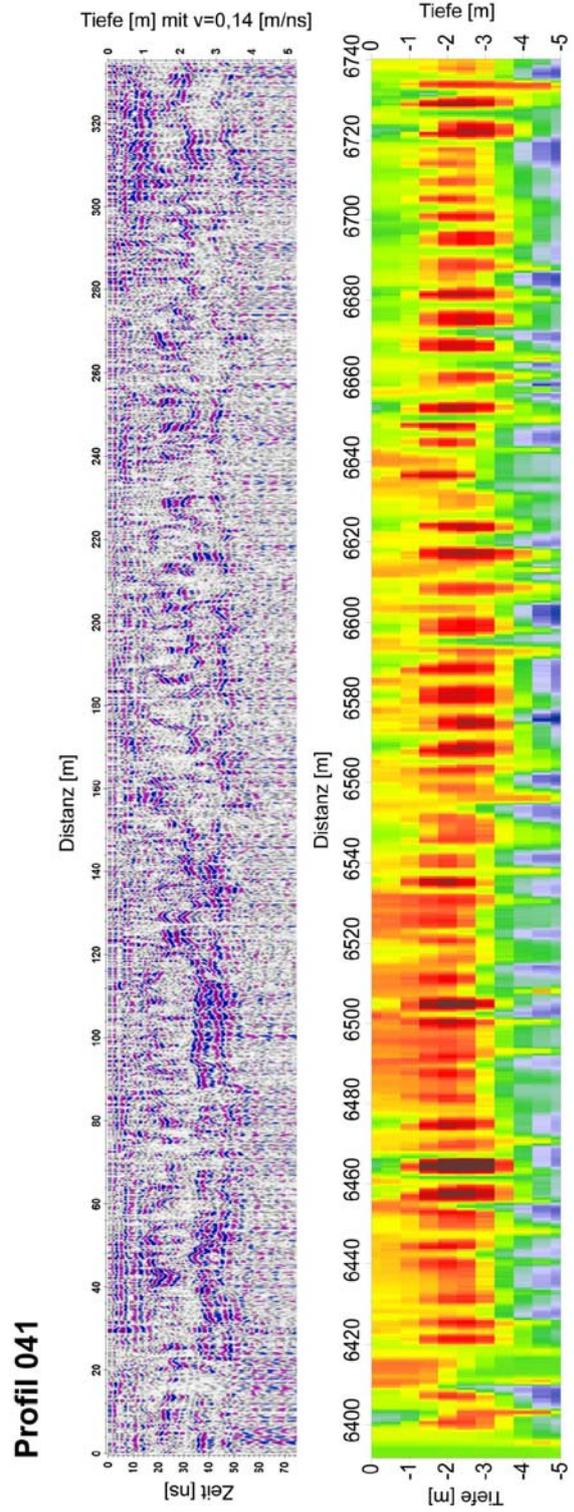
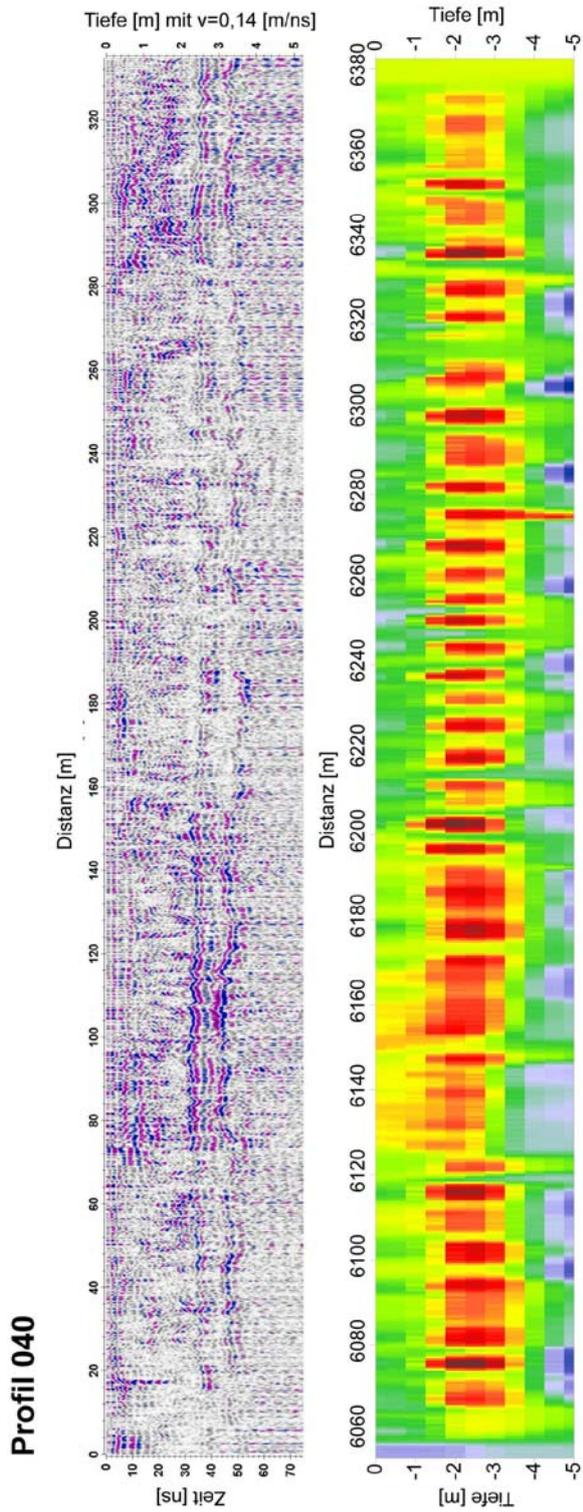
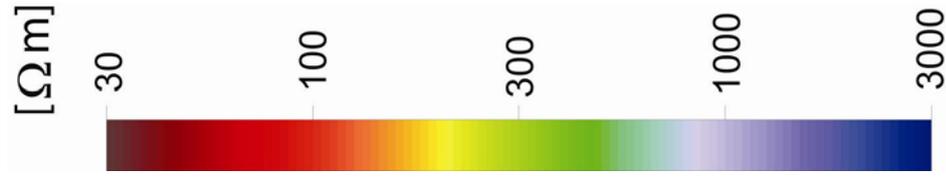
Fortsetzung Profil 038

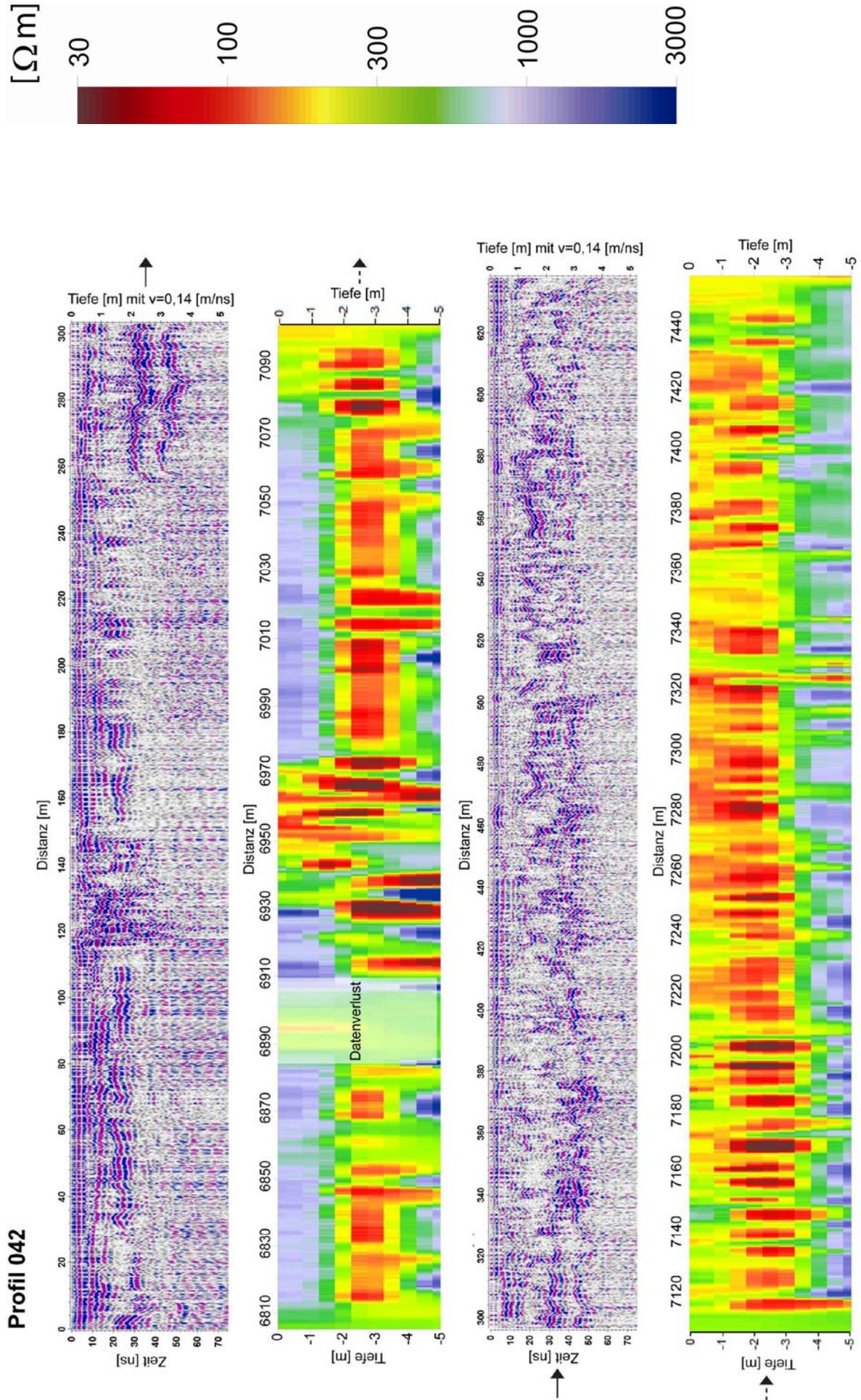


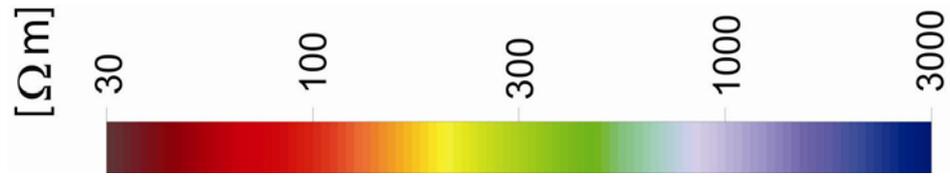
Profil 039



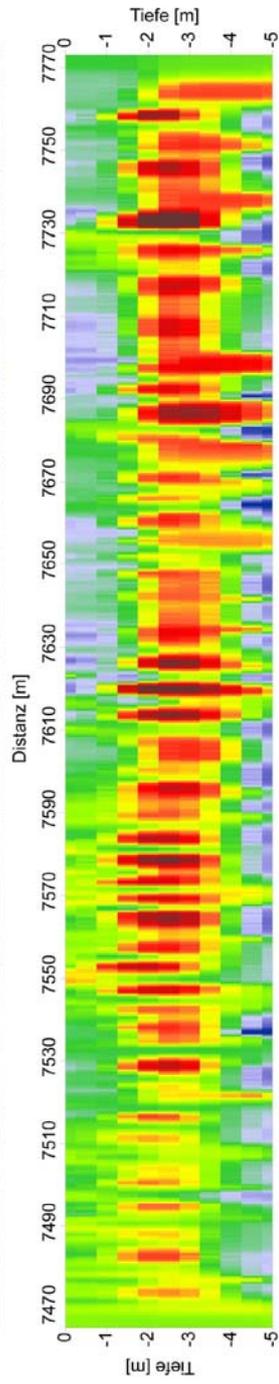
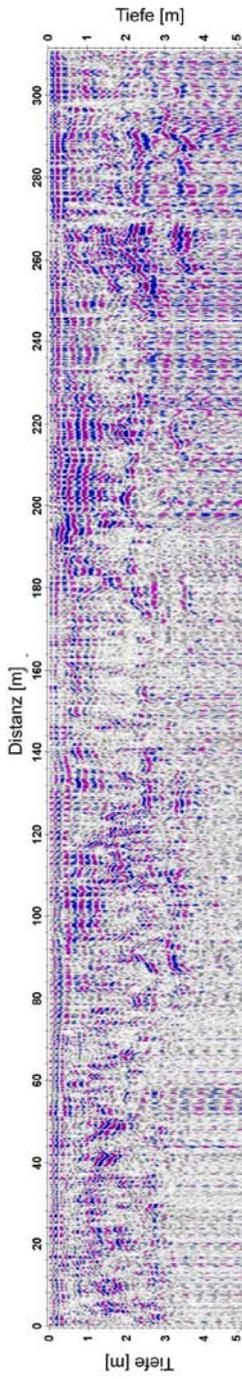




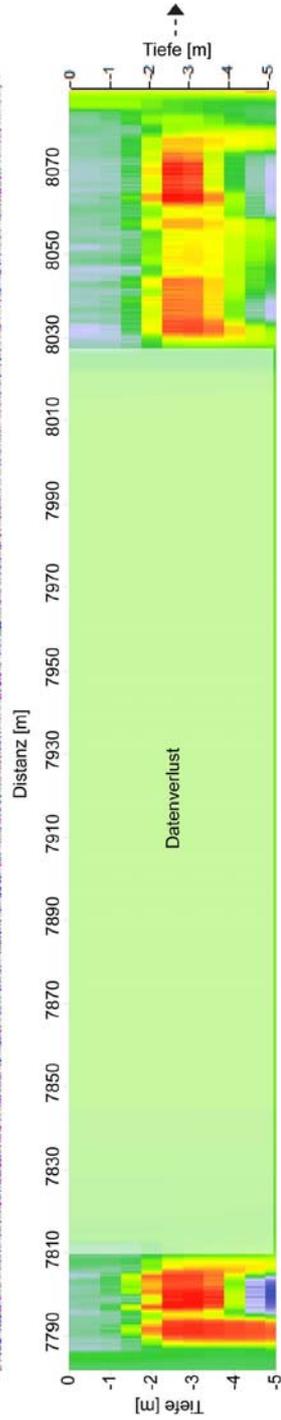
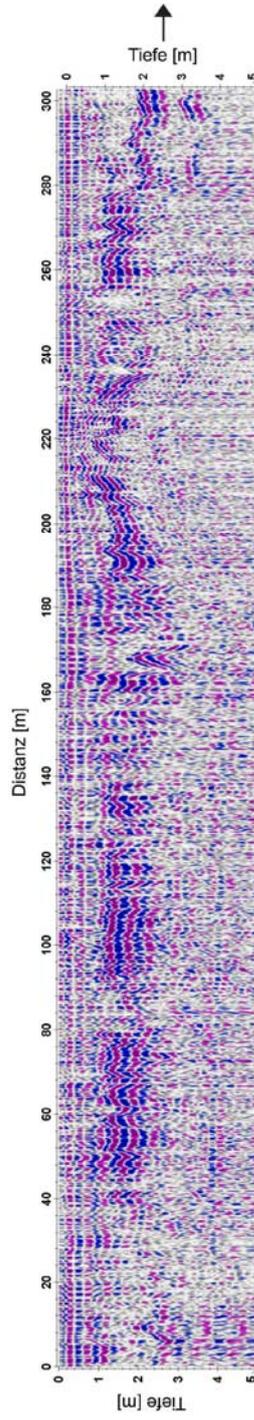




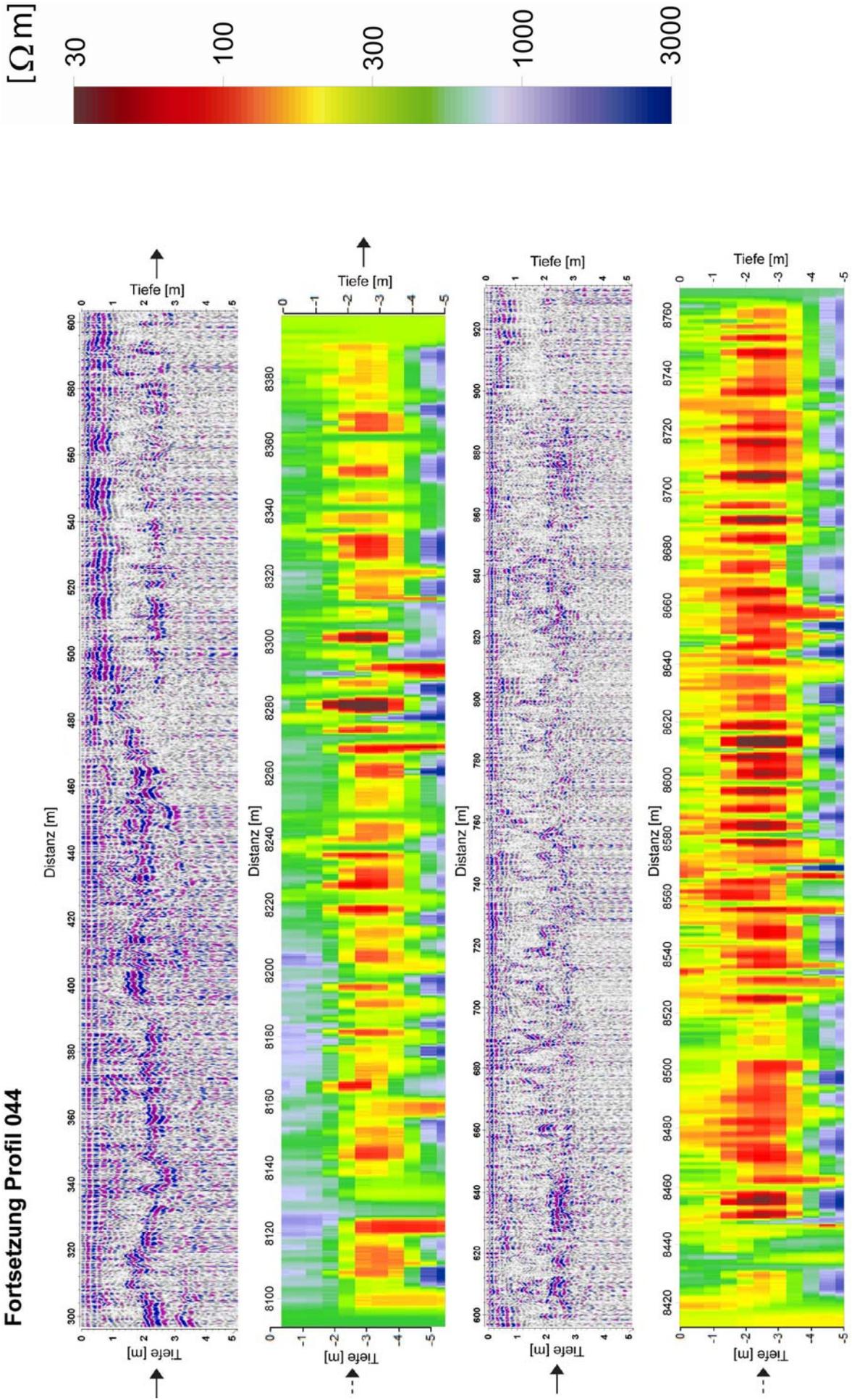
Profil 043



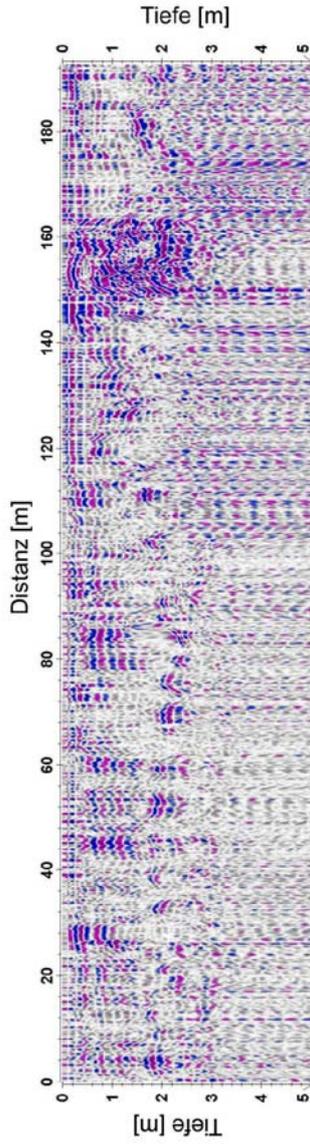
Profil 044



Fortsetzung Profil 044

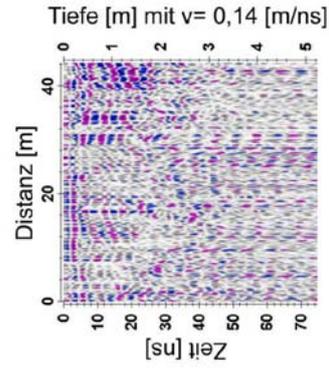


Profil 045



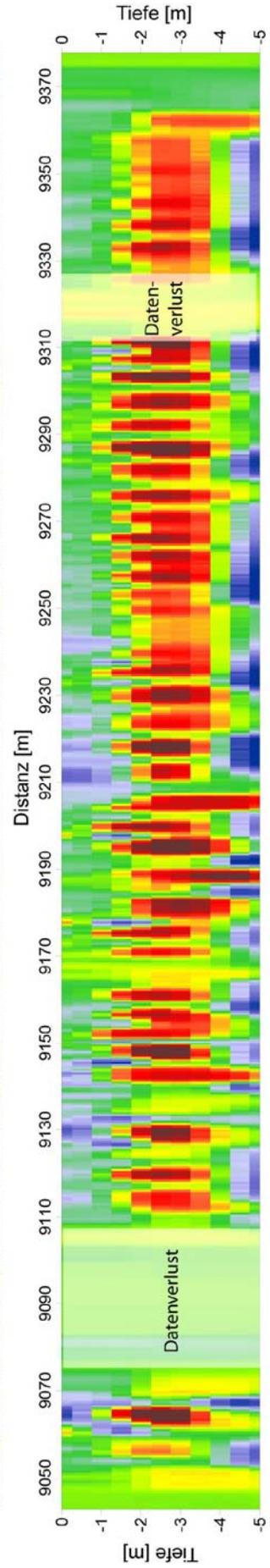
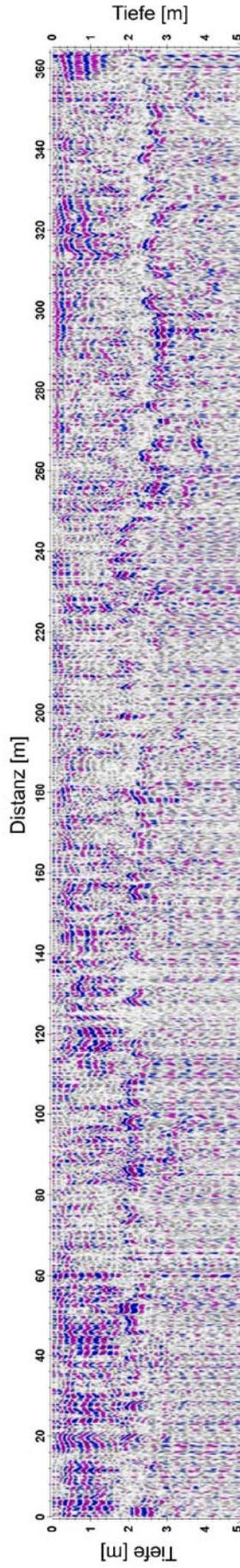
fehlende Elektrikdaten

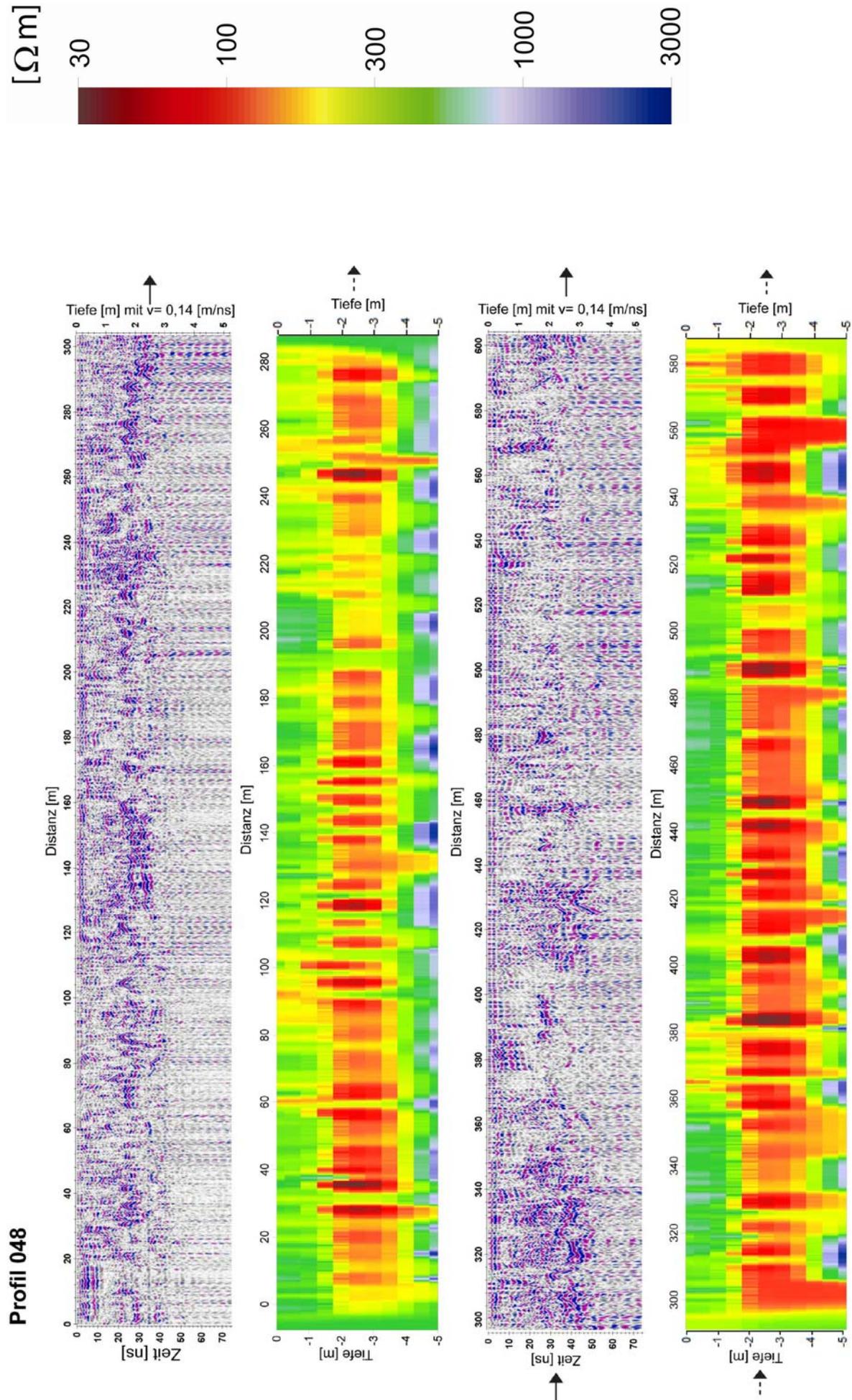
Profil 046



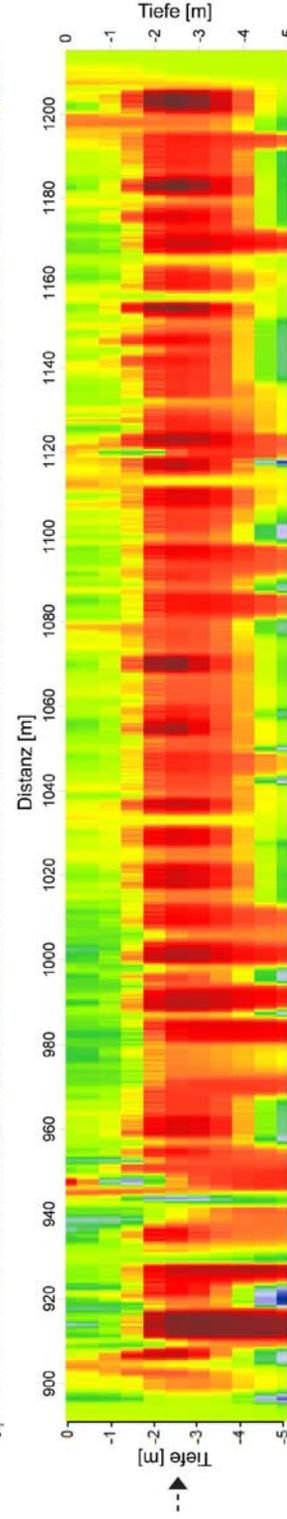
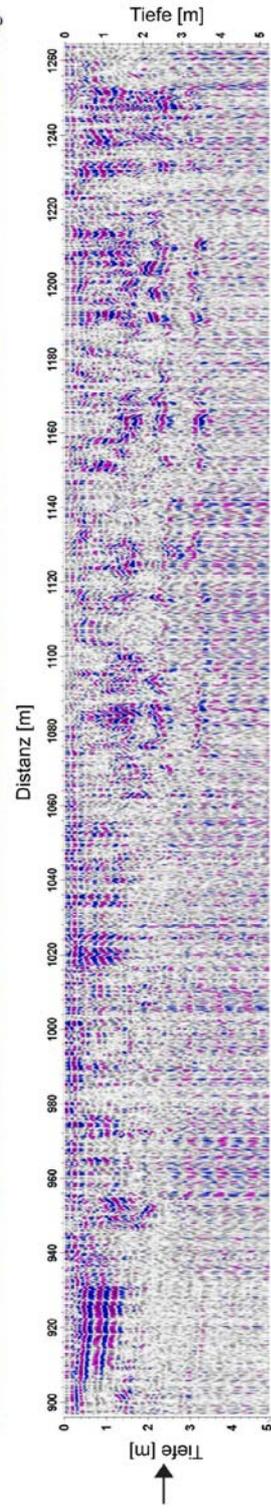
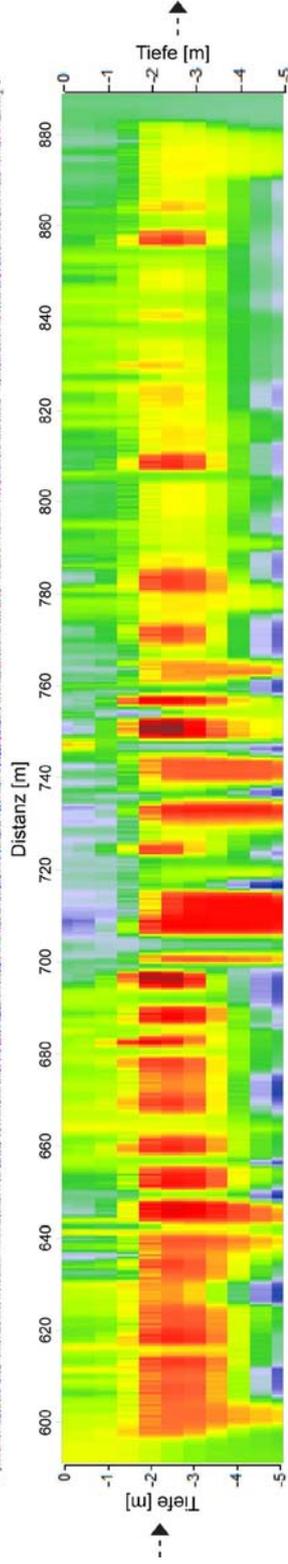
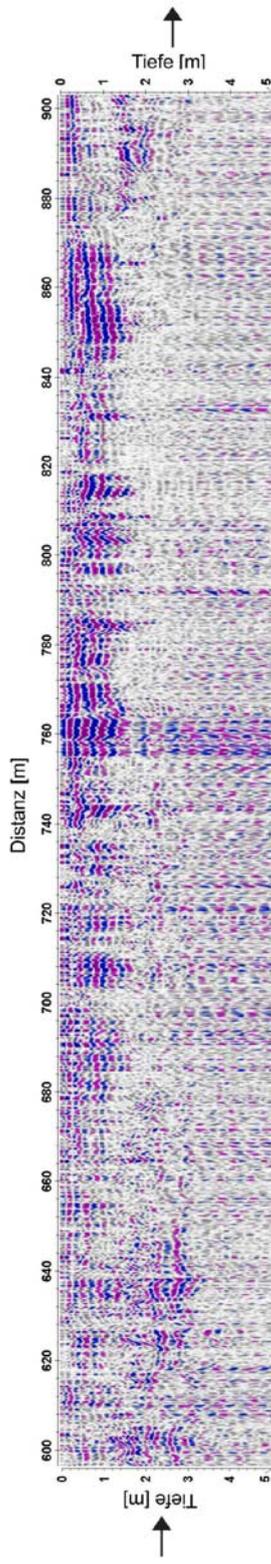
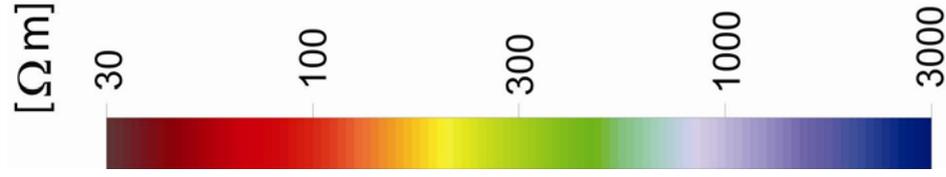
fehlende Elektrikdaten

Profil 047

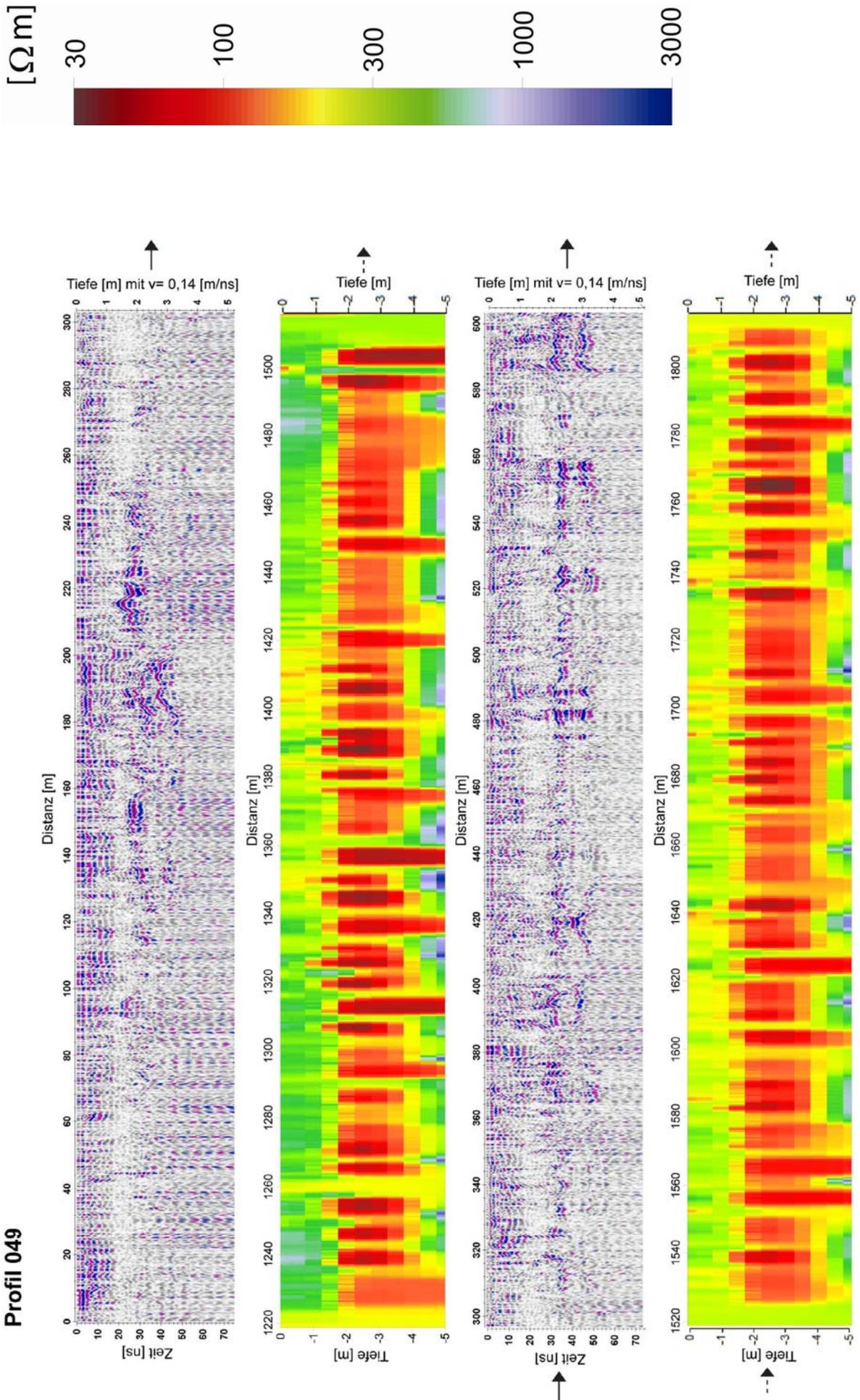


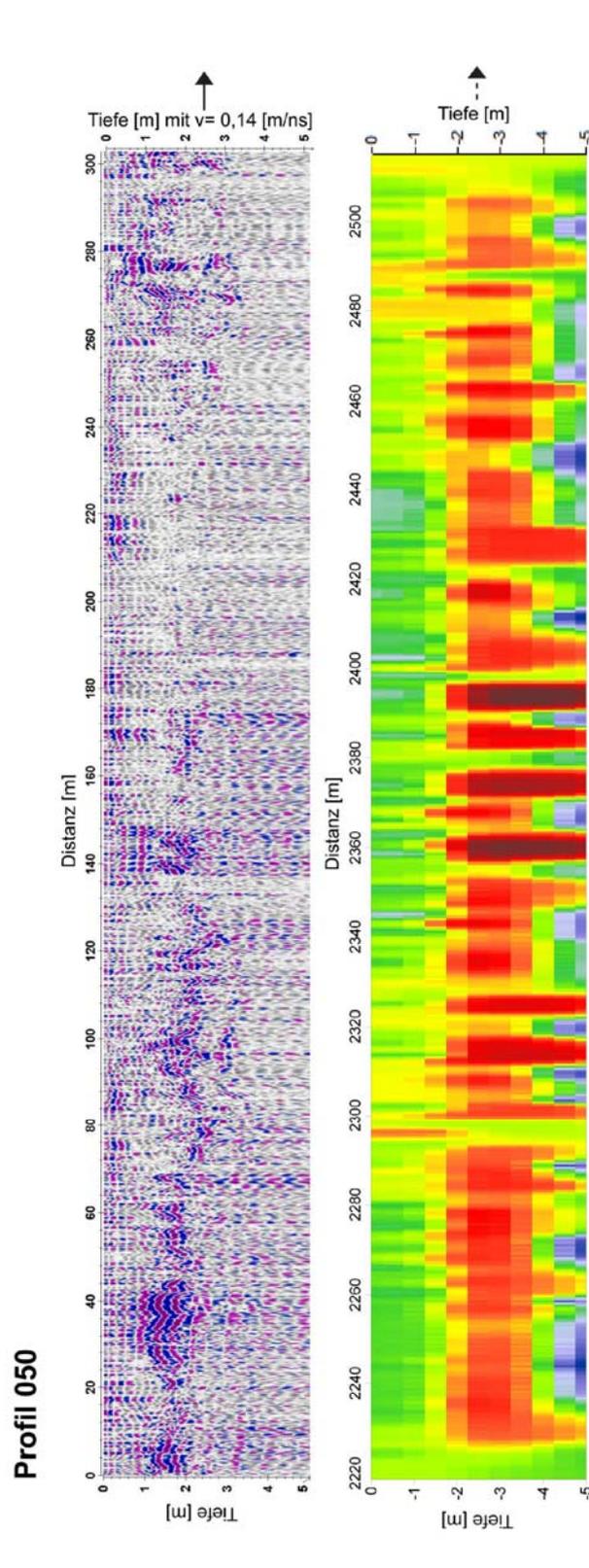
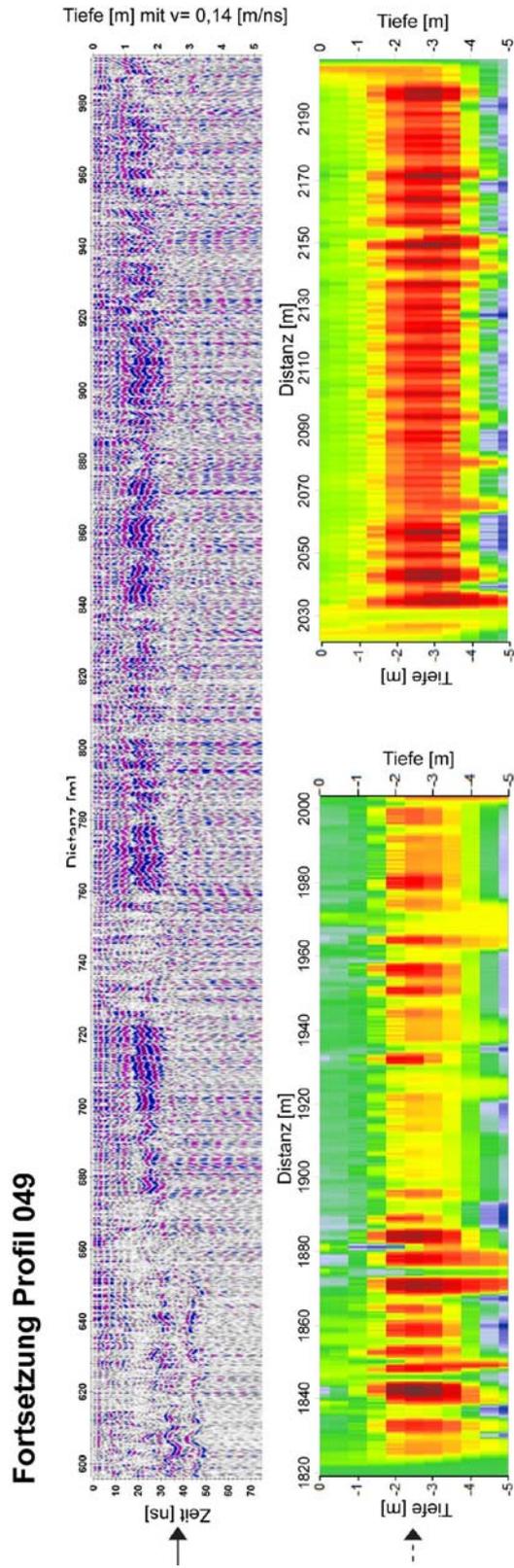
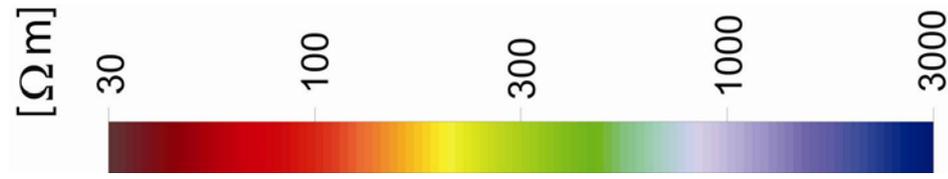


Fortsetzung Profil 048

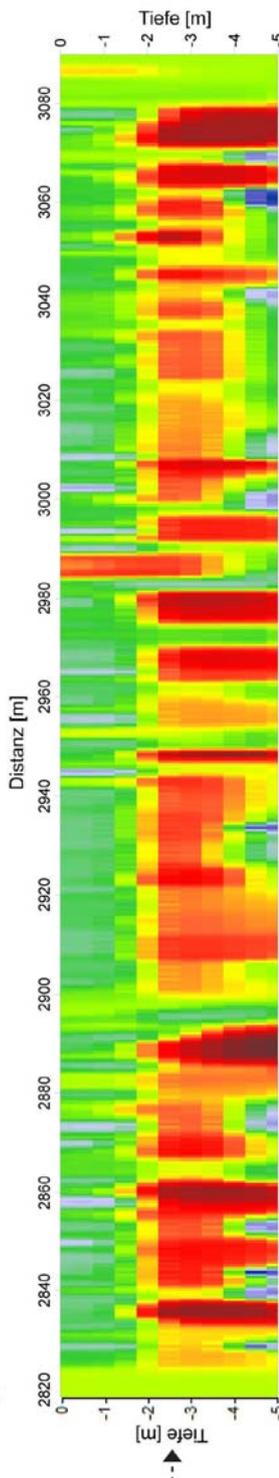
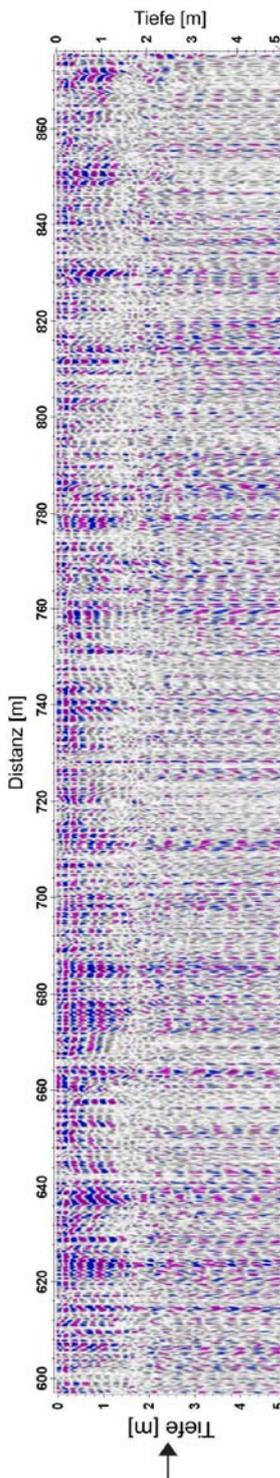
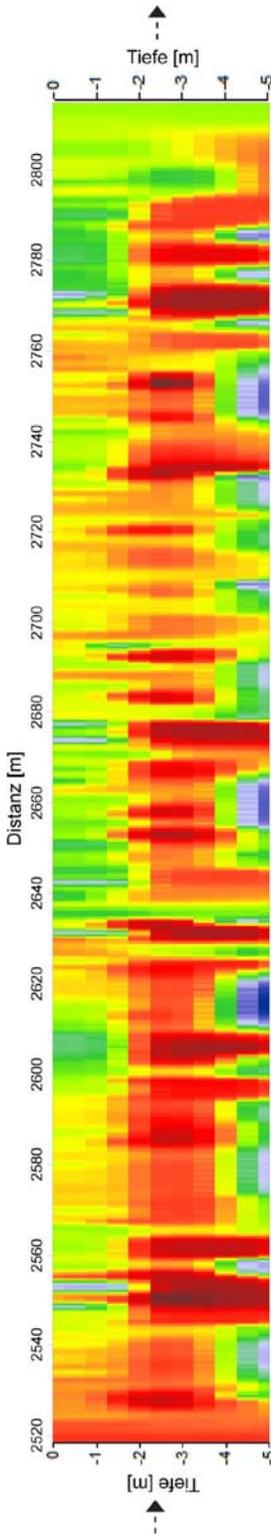
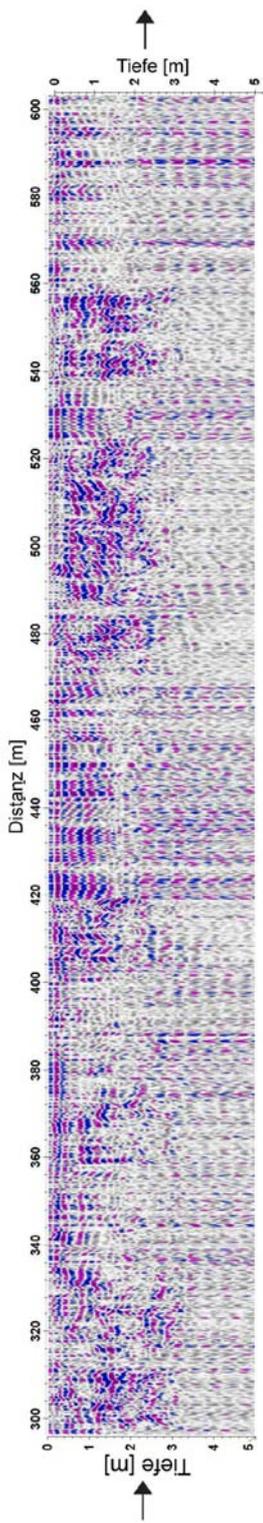
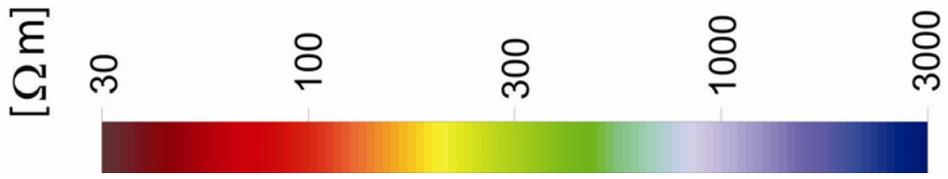


Profil 049

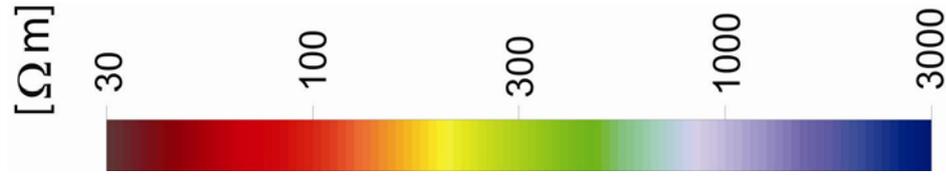
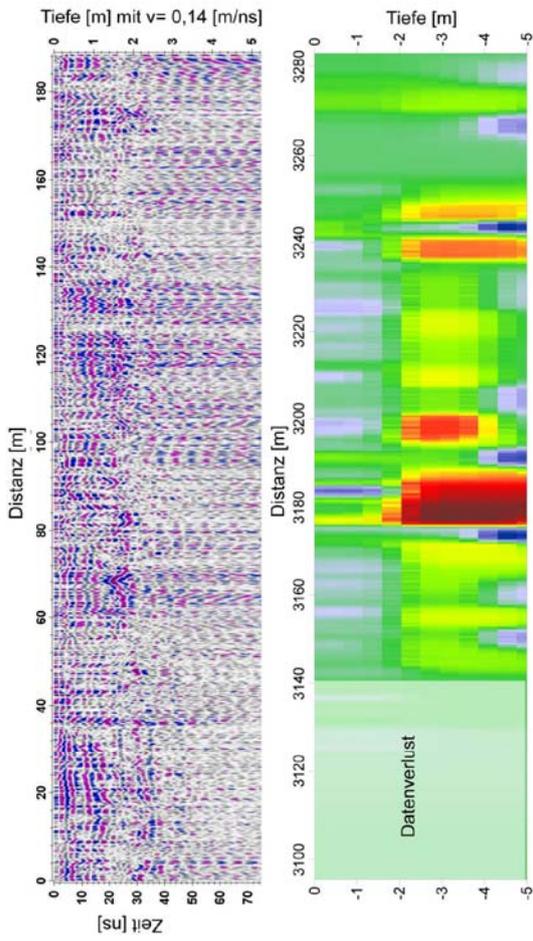




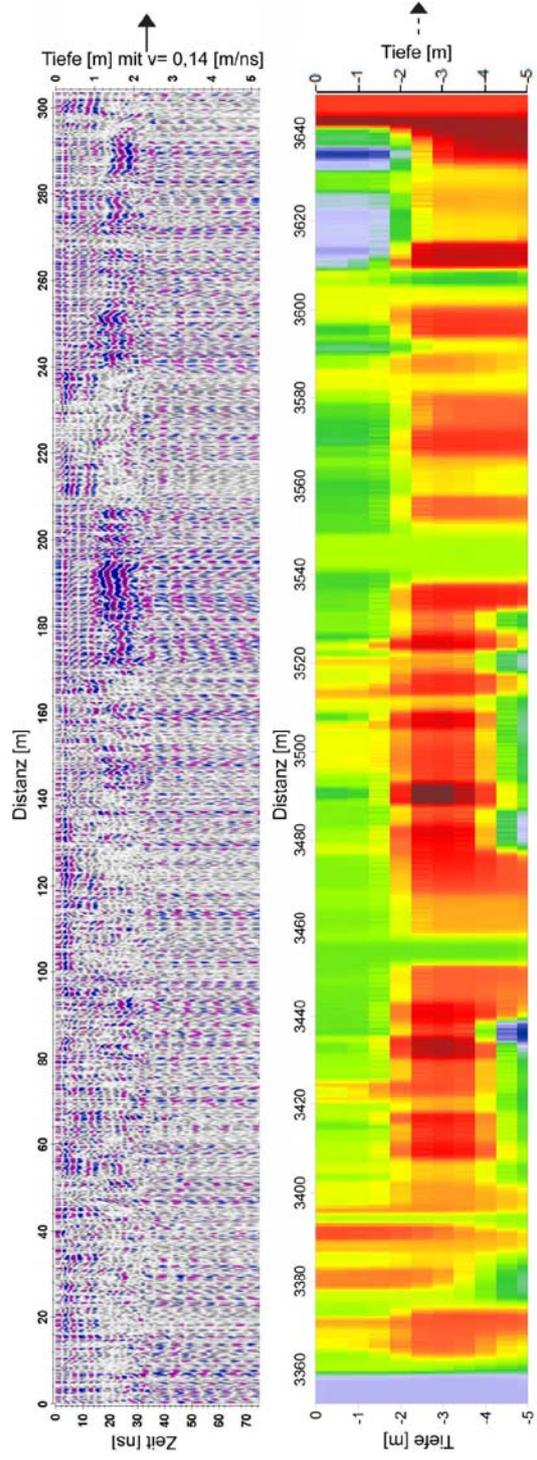
Fortsetzung Profil 050

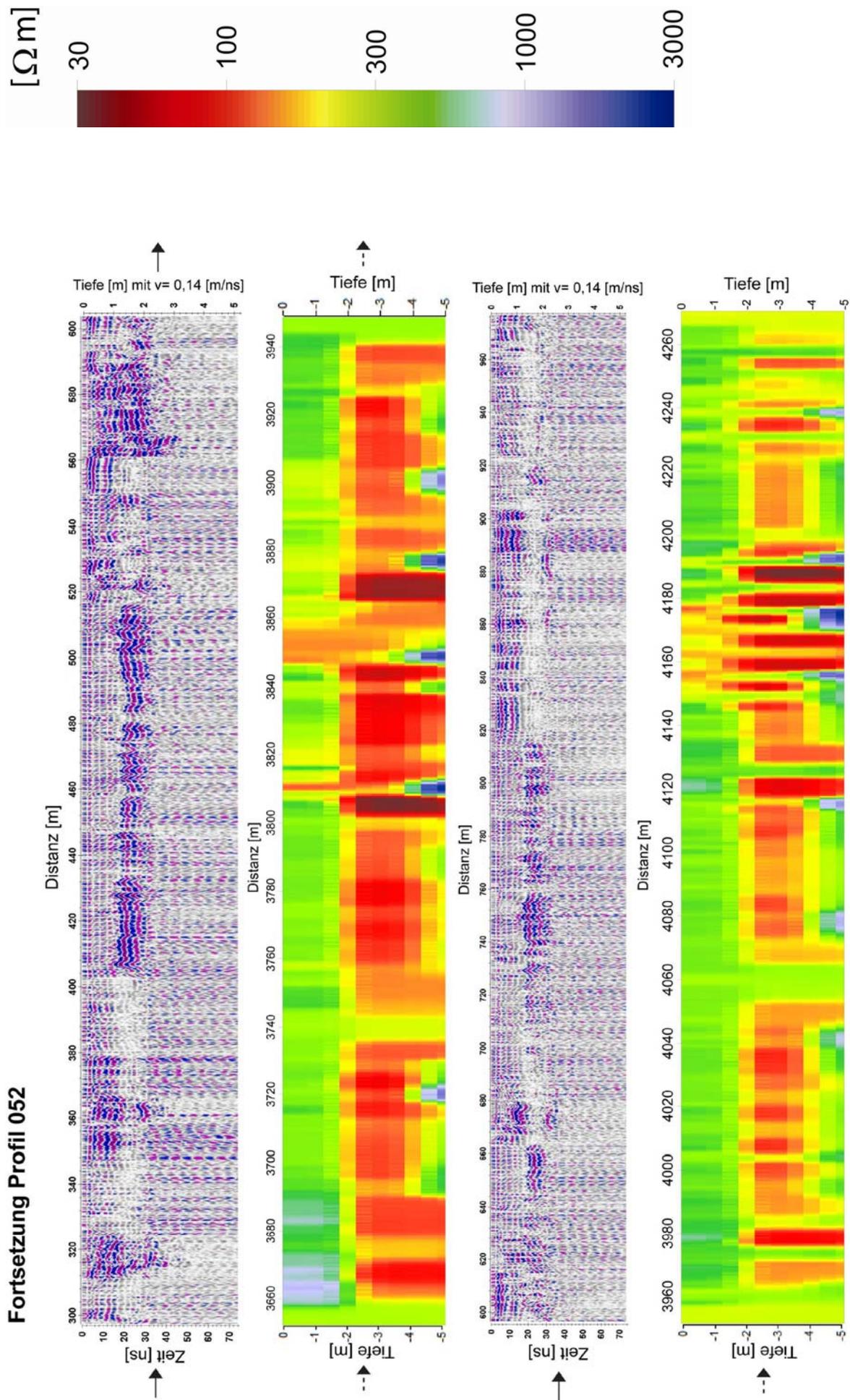


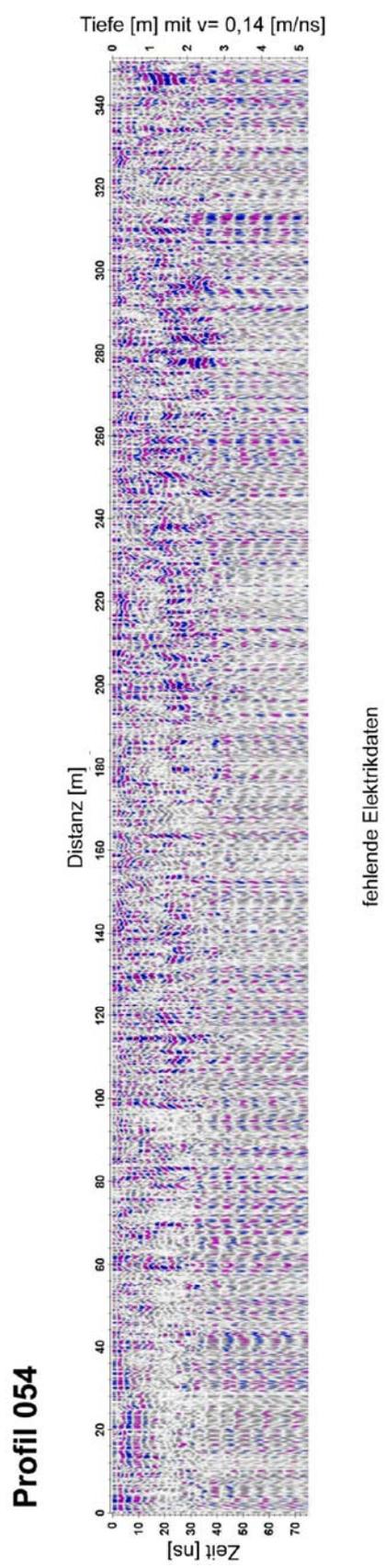
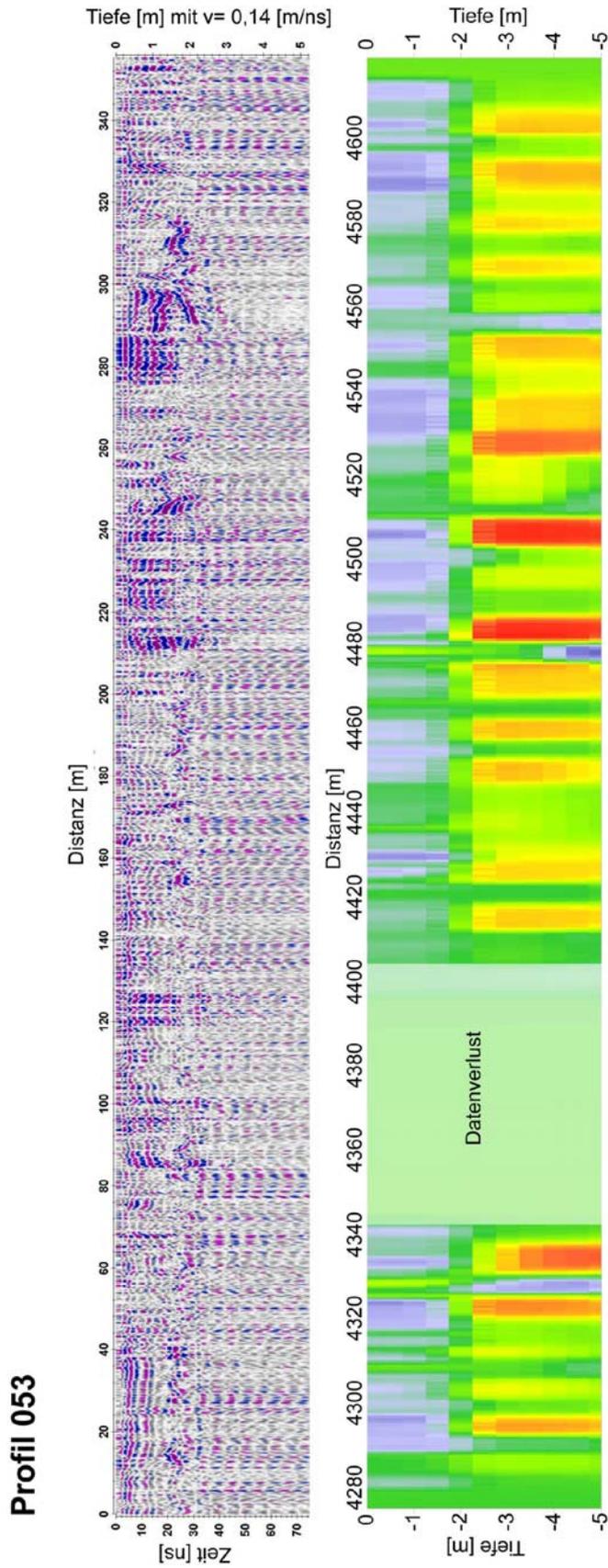
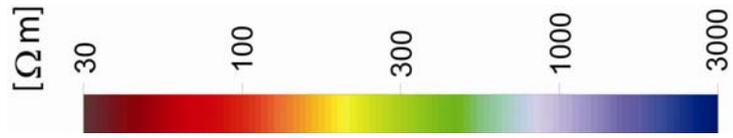
Profil 051

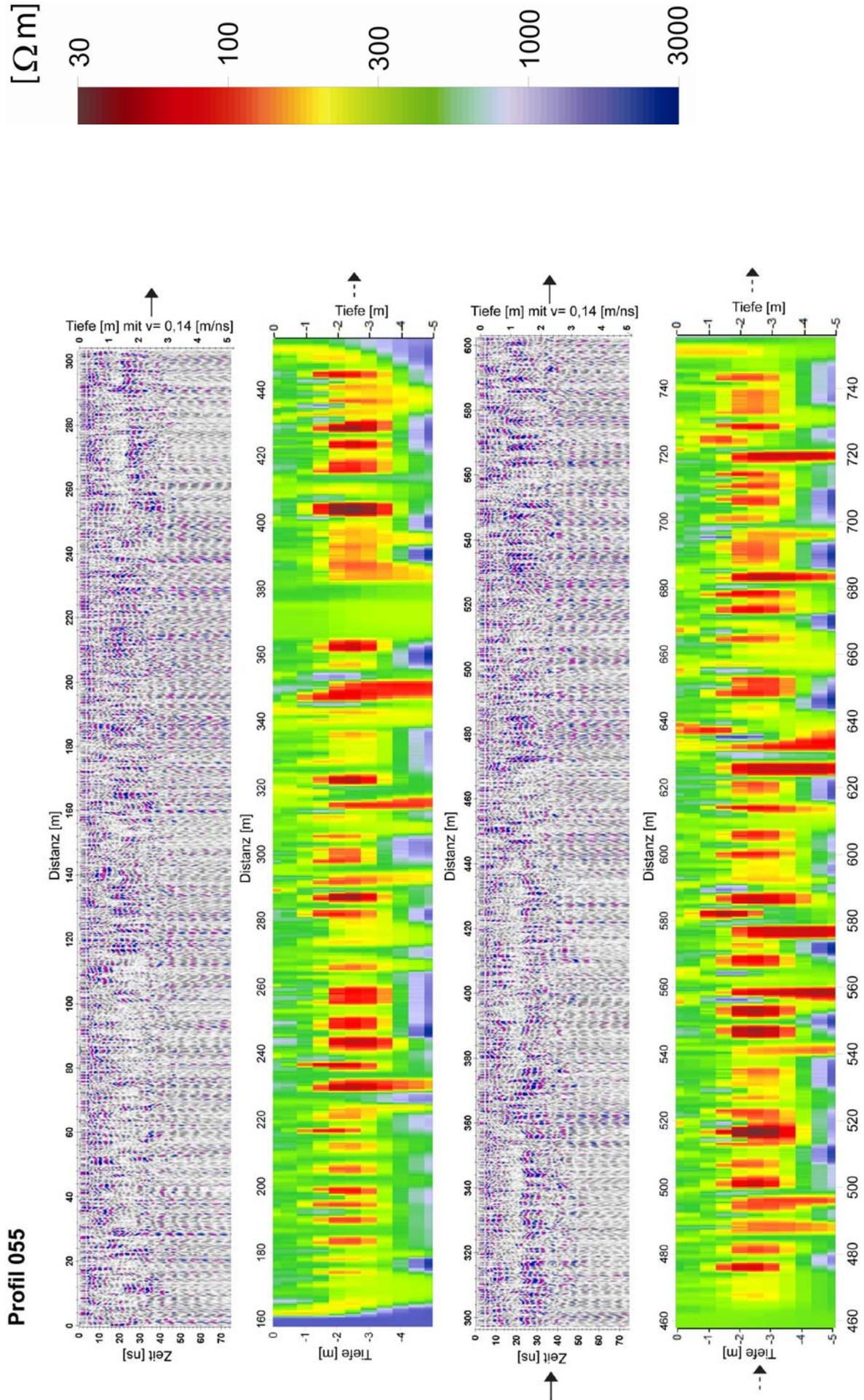


Profil 052

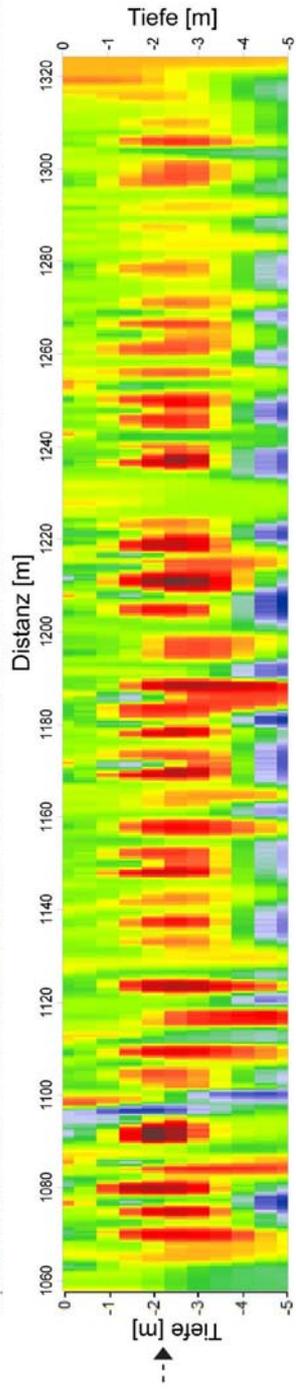
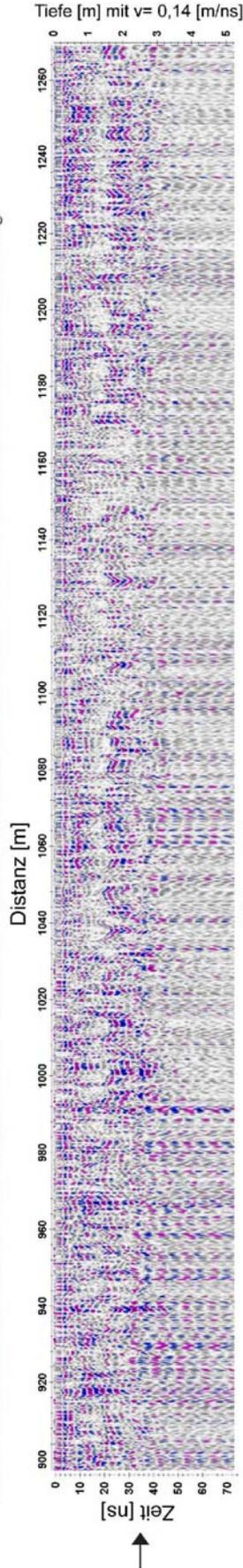
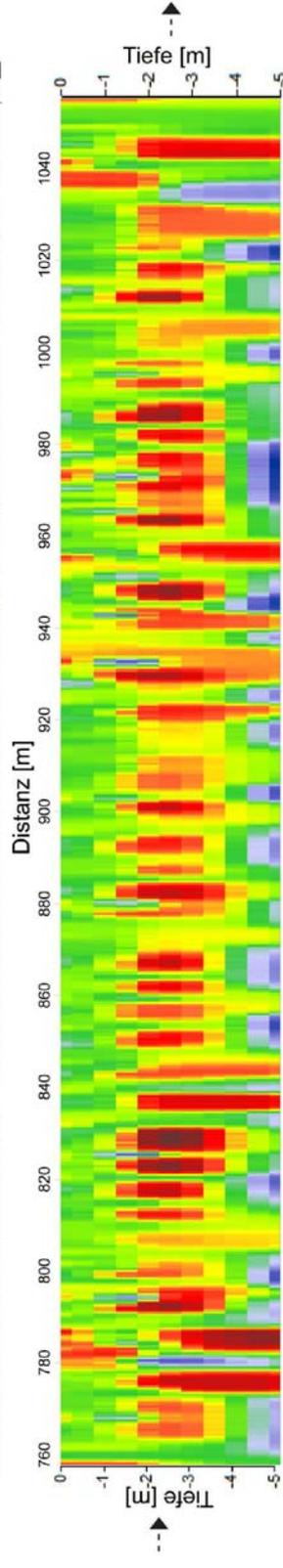
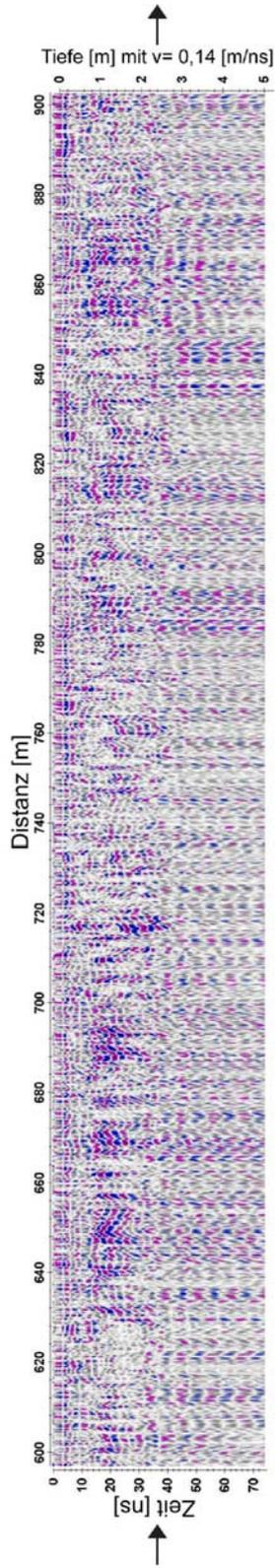


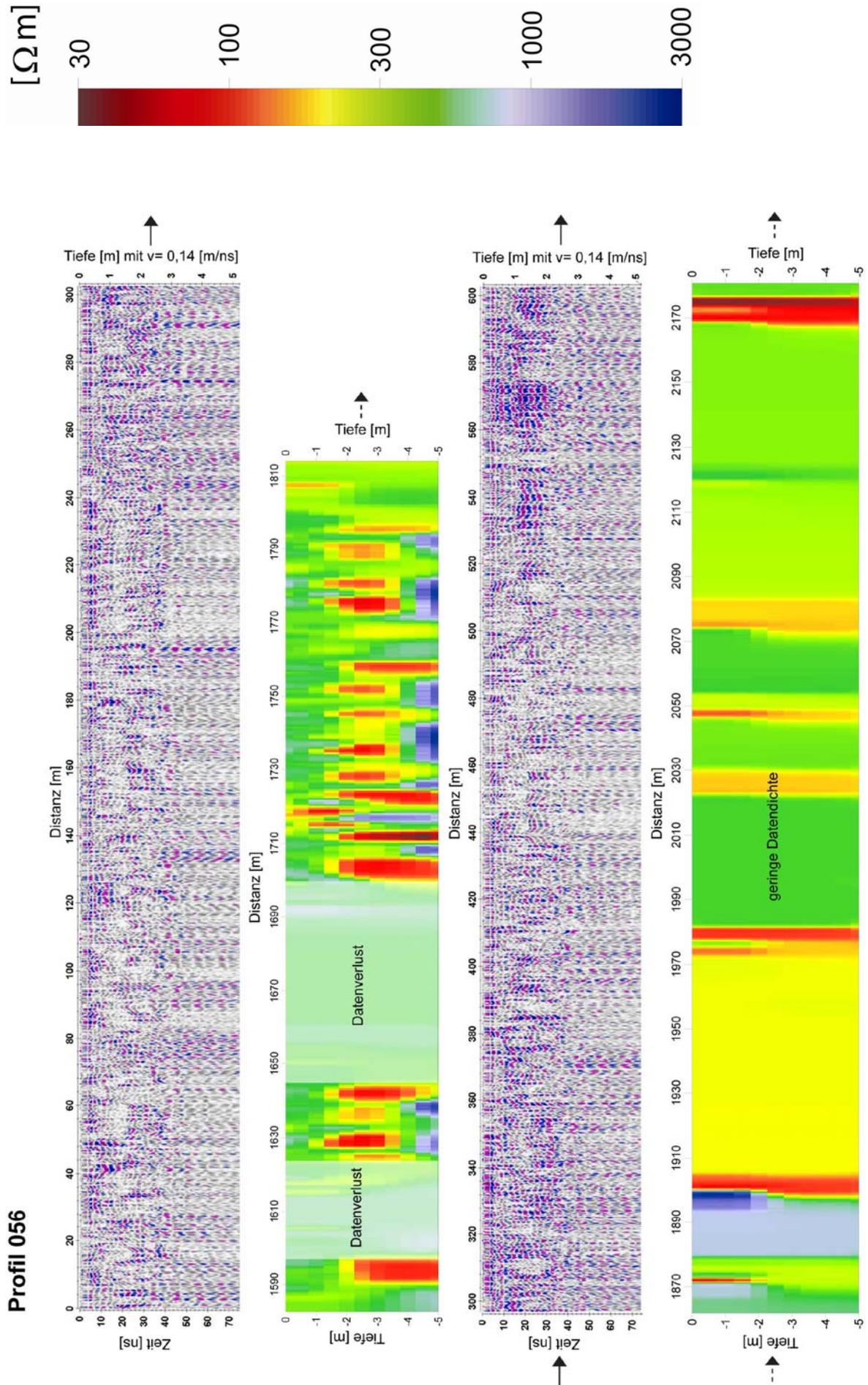




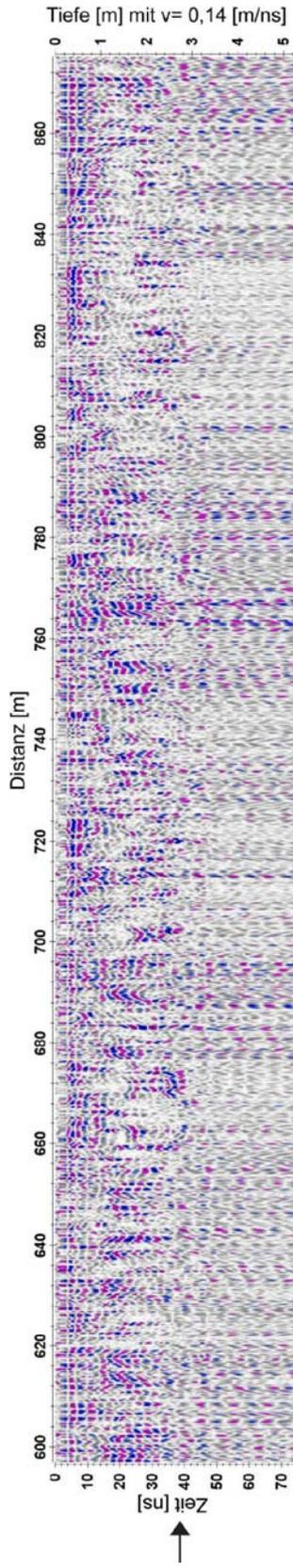
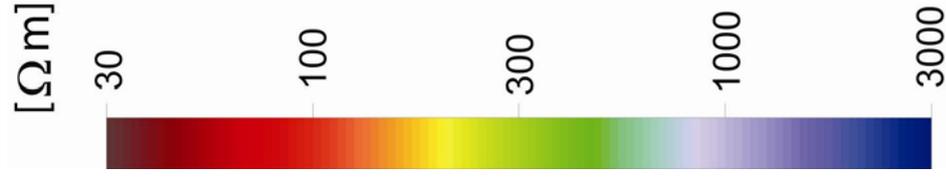


Fortsetzung Profil 055



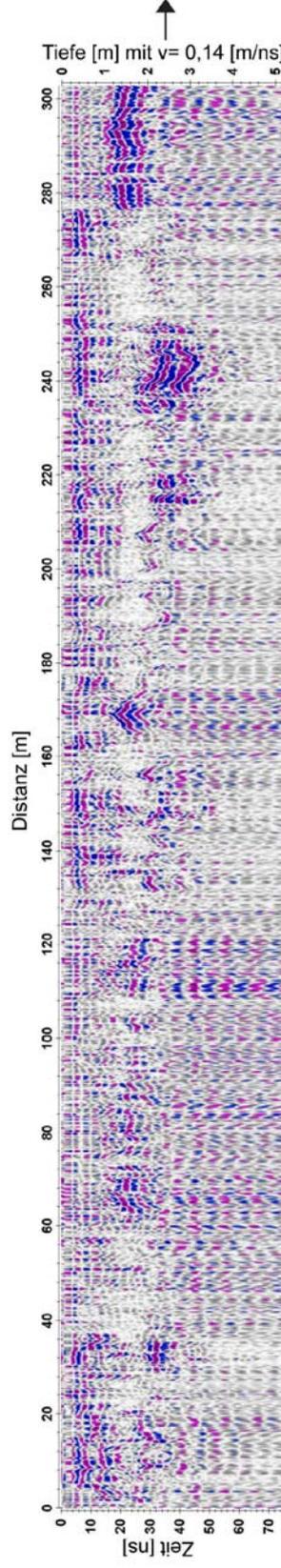


Fortsetzung Profil 056

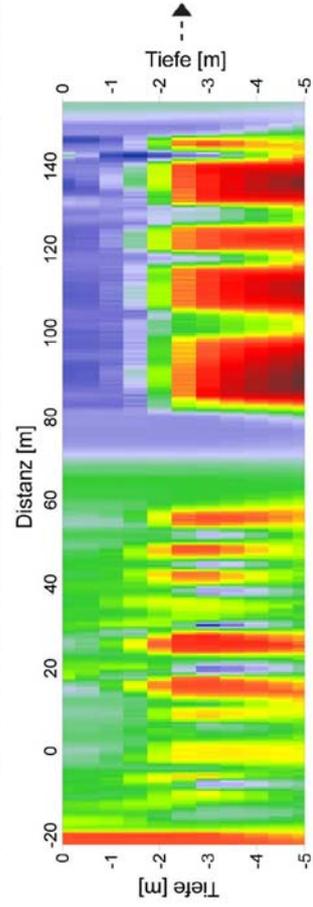


fehlende Elektrikdaten

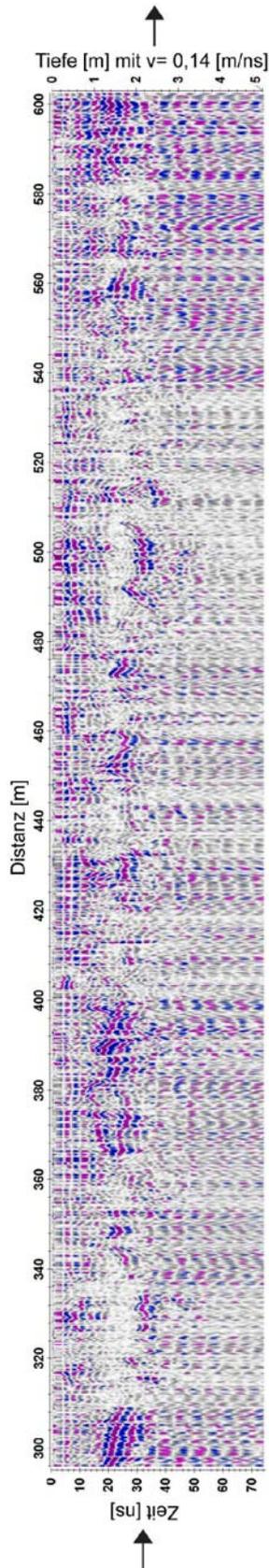
Profil 057



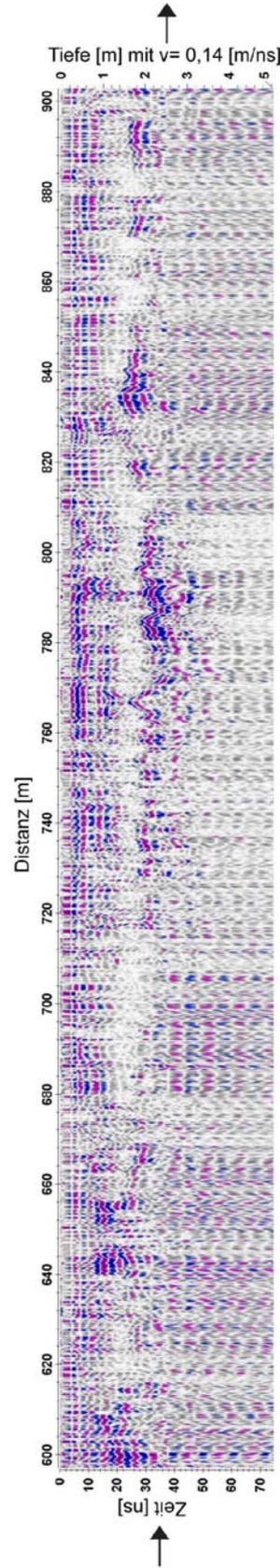
fehlende Elektrikdaten



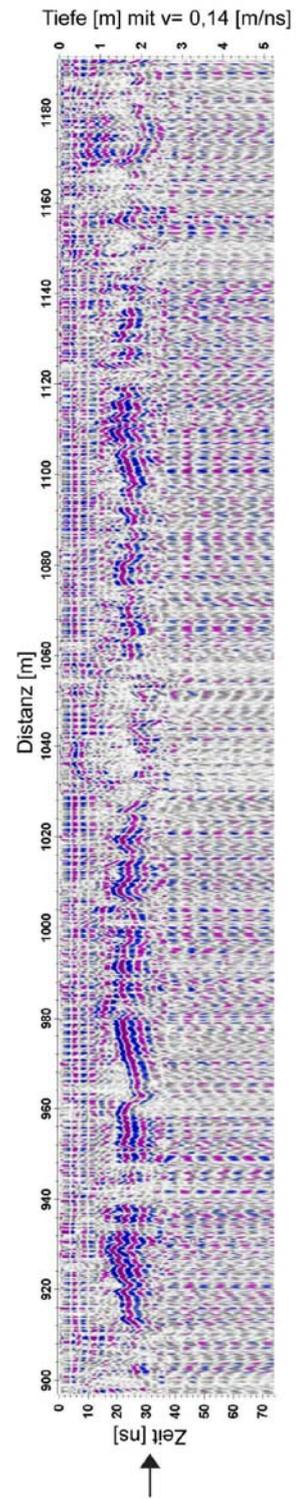
Fortsetzung Profil 057



fehlende Elektrikdaten

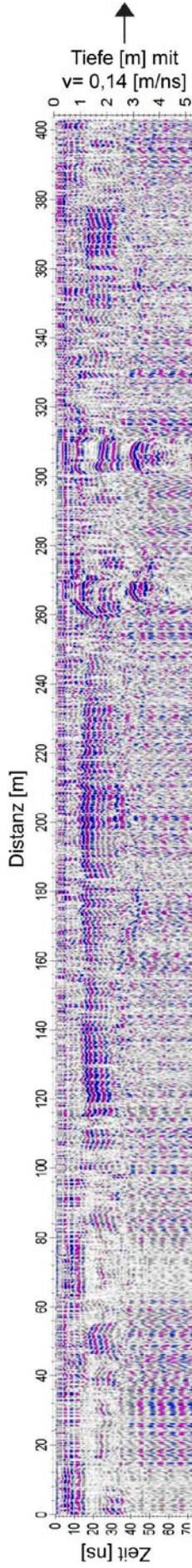


fehlende Elektrikdaten



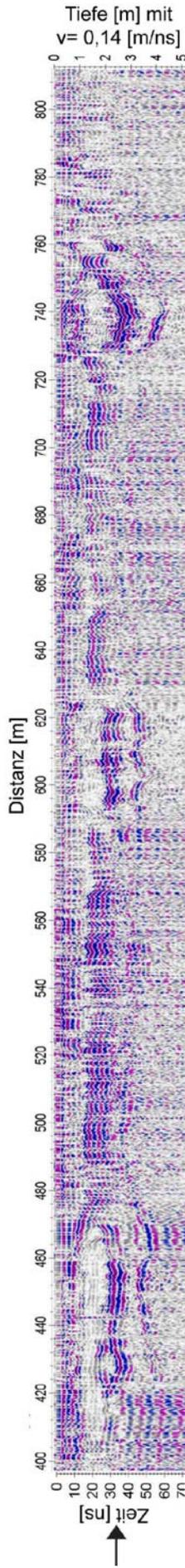
fehlende Elektrikdaten

Profil 058

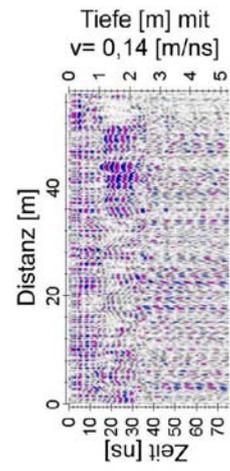


fehlende Elektrikdaten

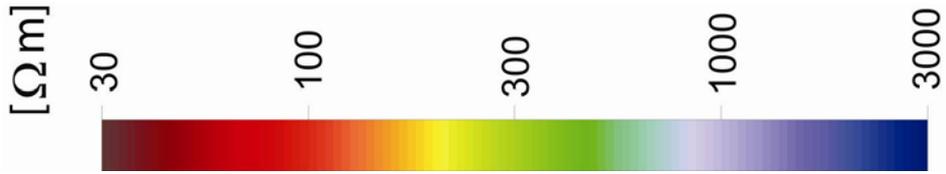
Profil 059



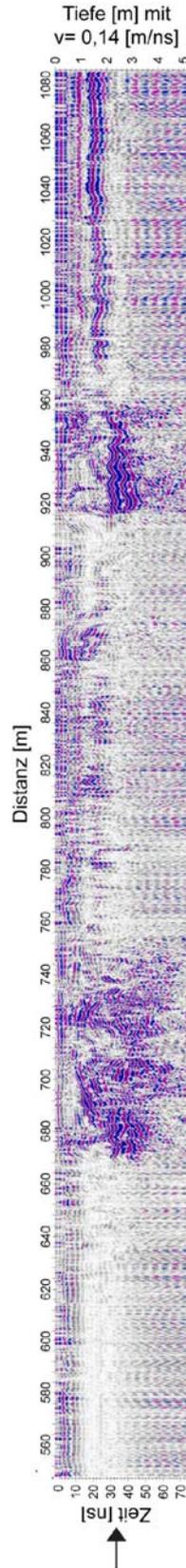
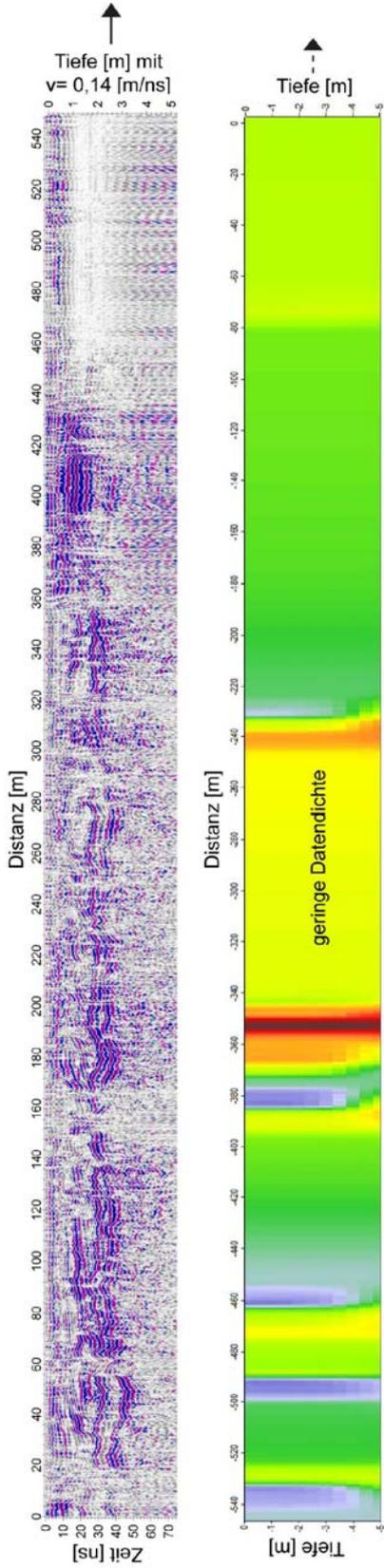
fehlende Elektrikdaten



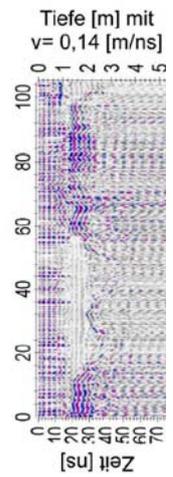
fehlende Elektrikdaten



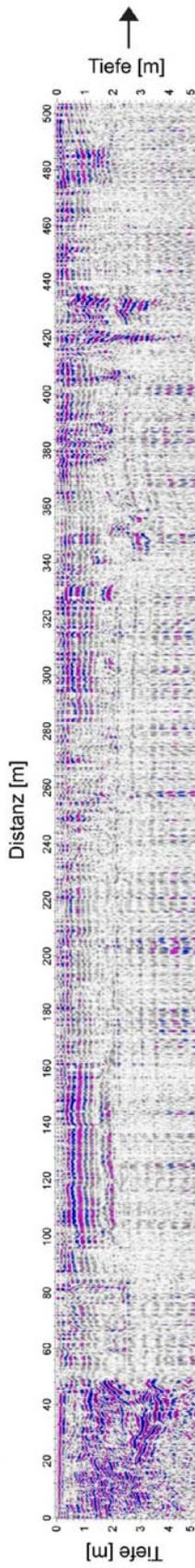
Profil 060



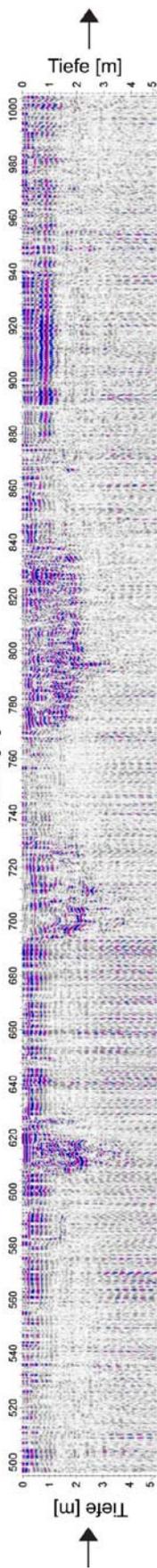
Profil 061



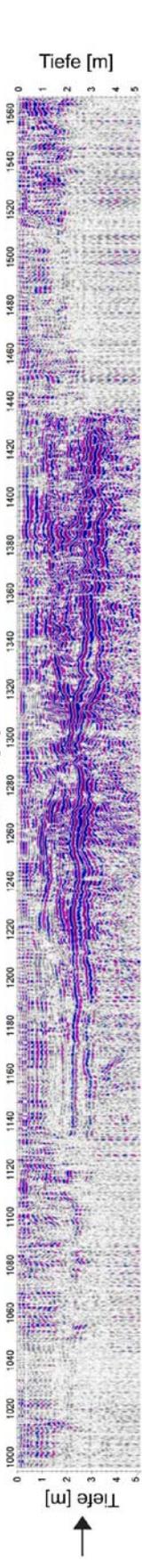
Profil 062



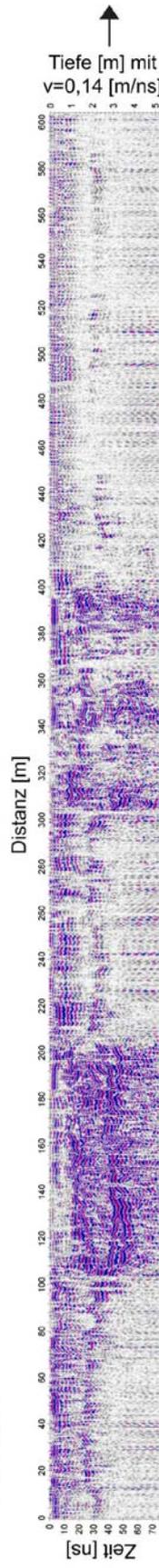
Distanz [m]



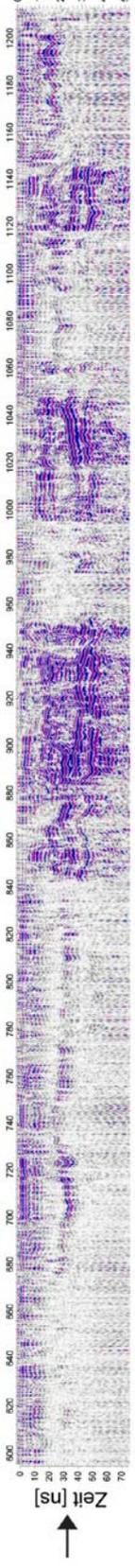
Distanz [m]



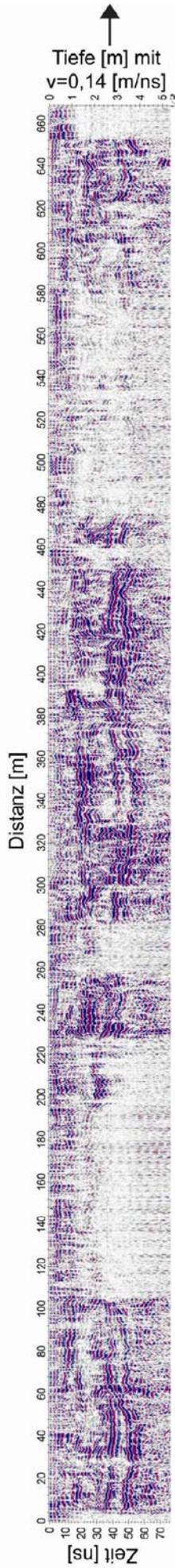
Profil 062



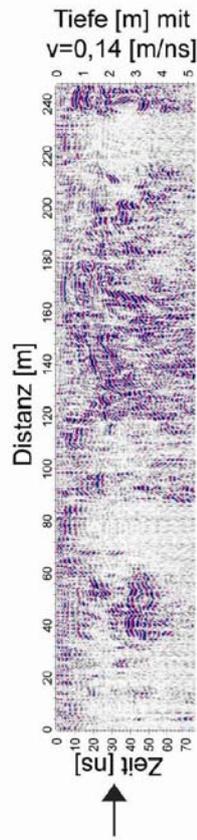
Tiefe [m] mit $v=0,14$ [m/ns]



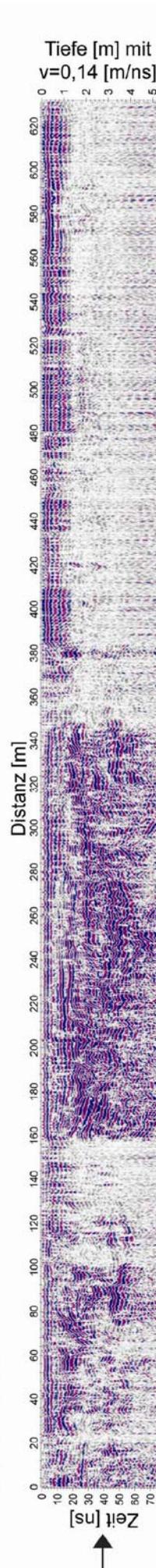
Profil 064



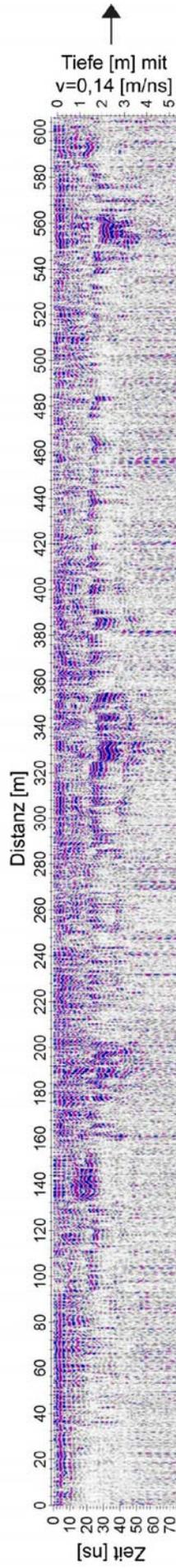
Profil 065



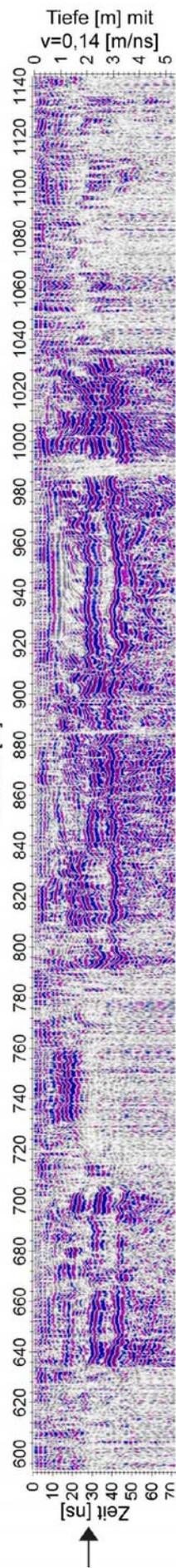
Profil 066



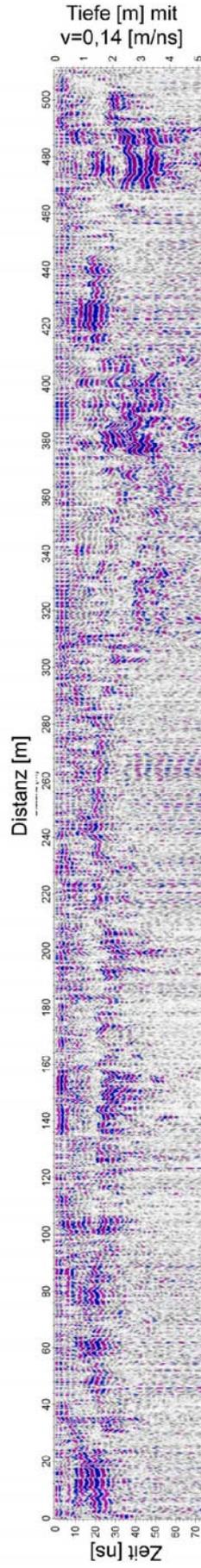
Profil 067



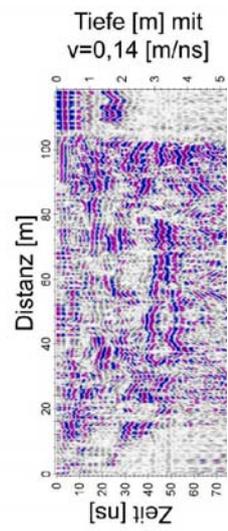
Profil 068



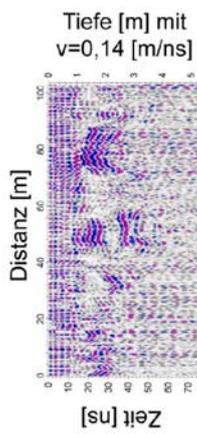
Profil 068



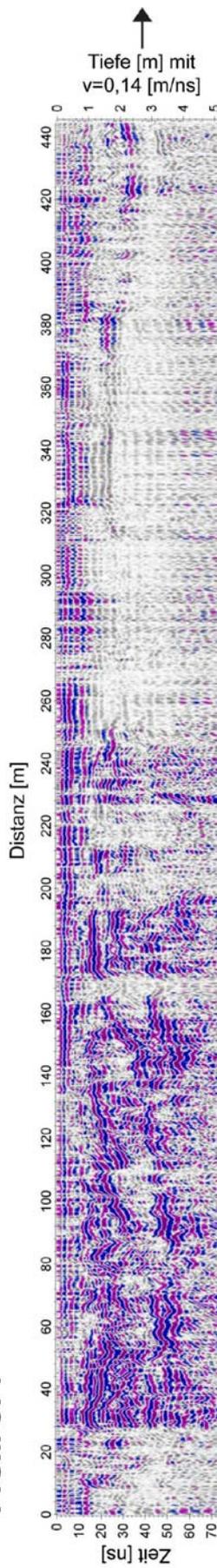
Profil 069



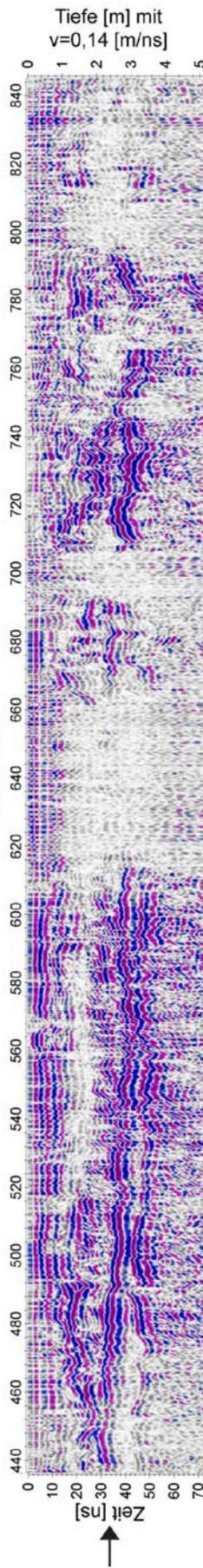
Profil 070



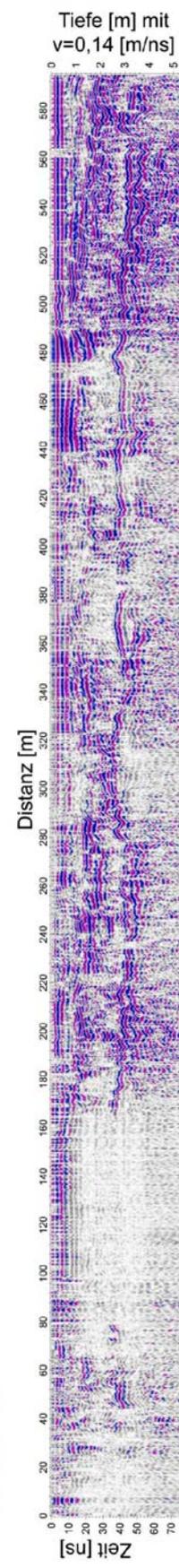
Profil 071



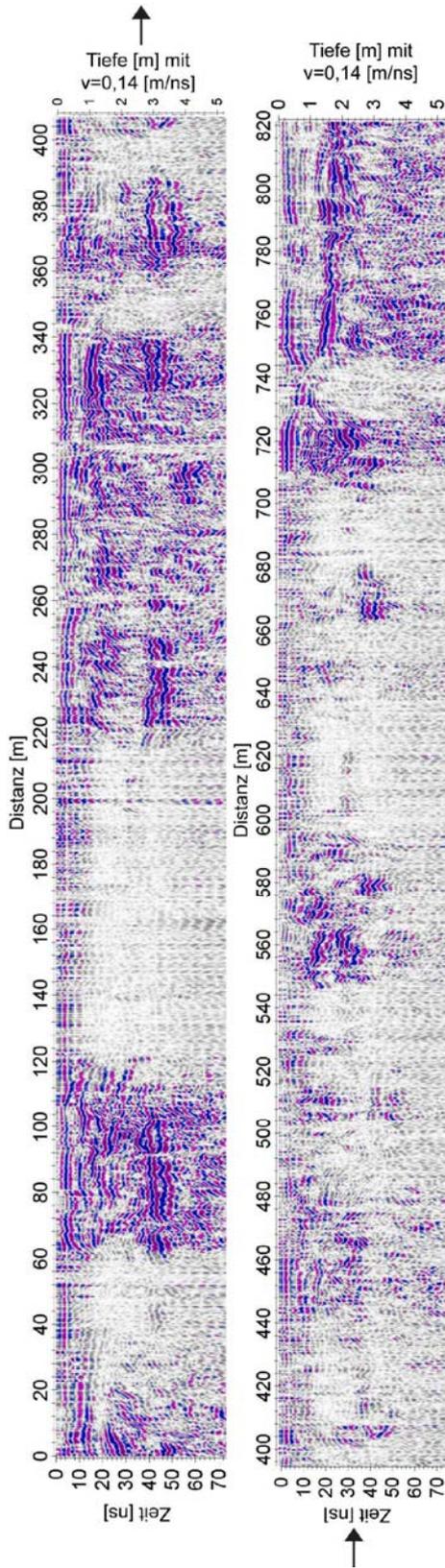
Profil 072



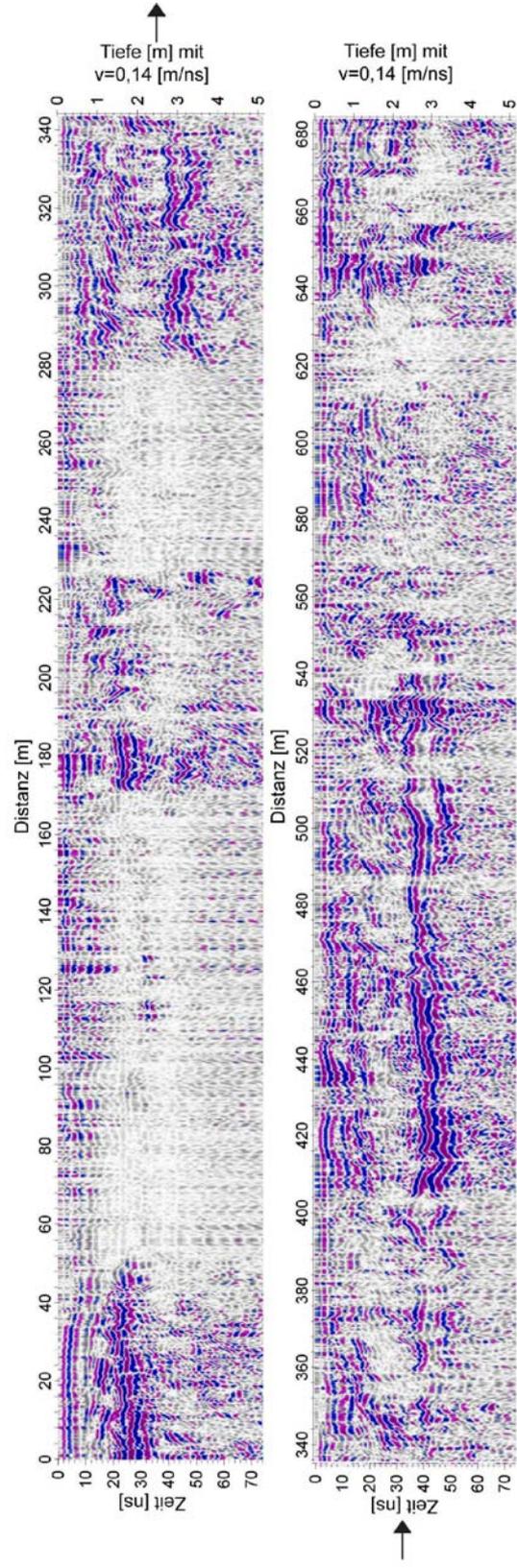
Profil 073



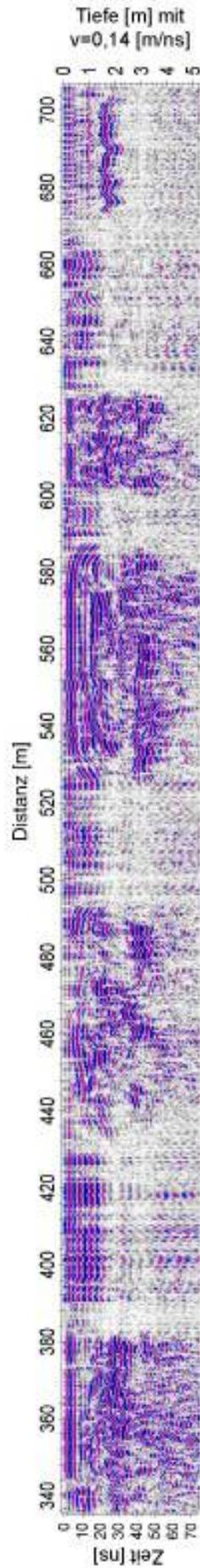
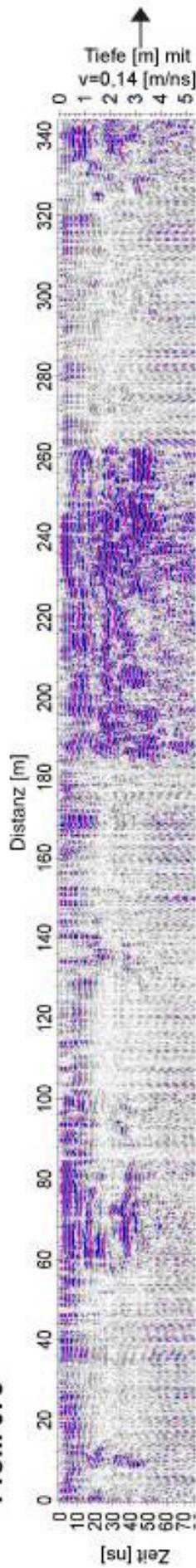
Profil 073



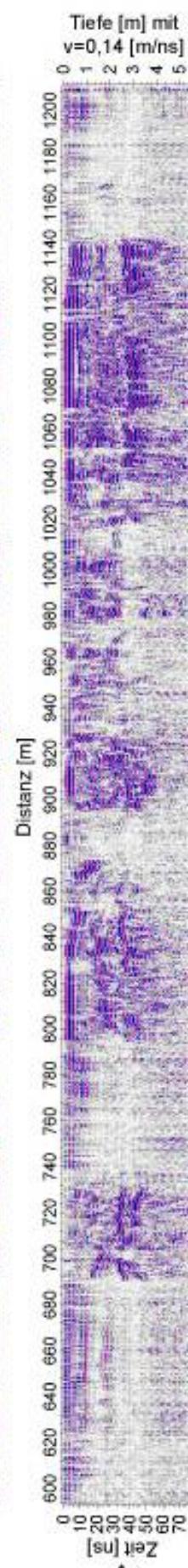
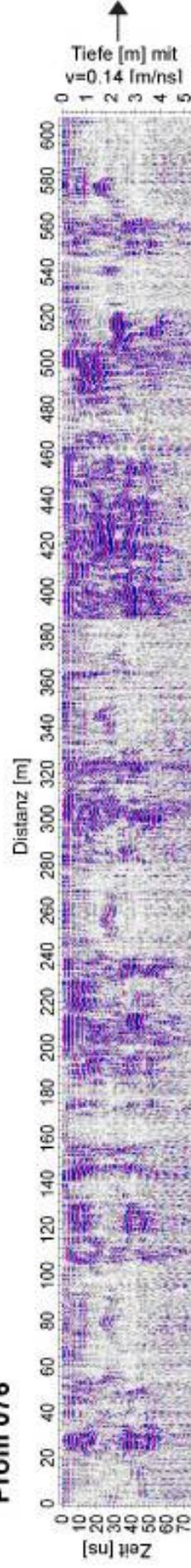
Profil 074

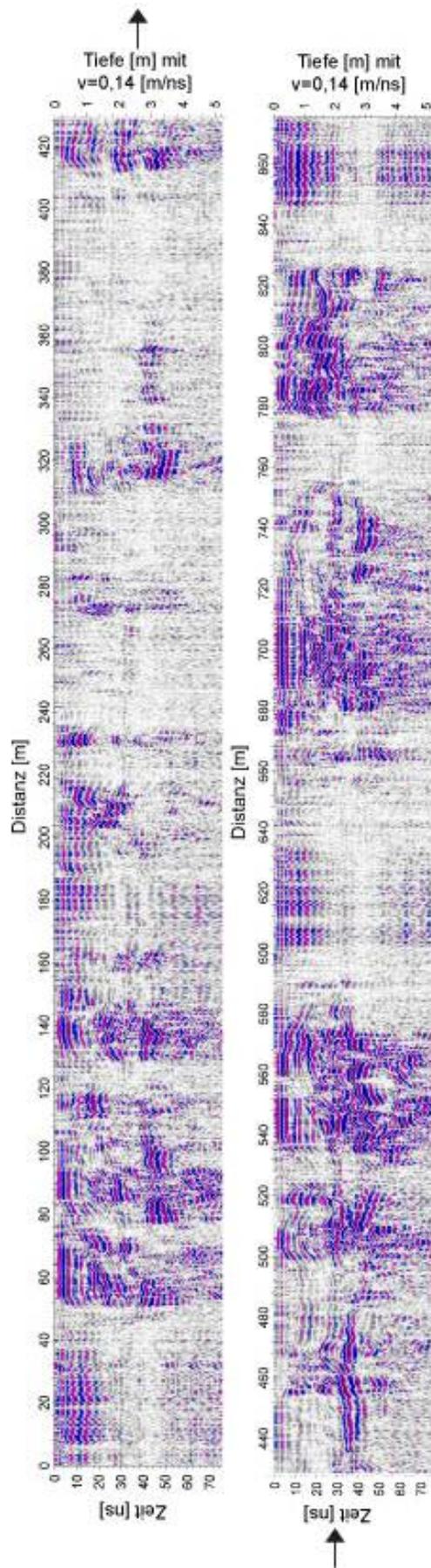
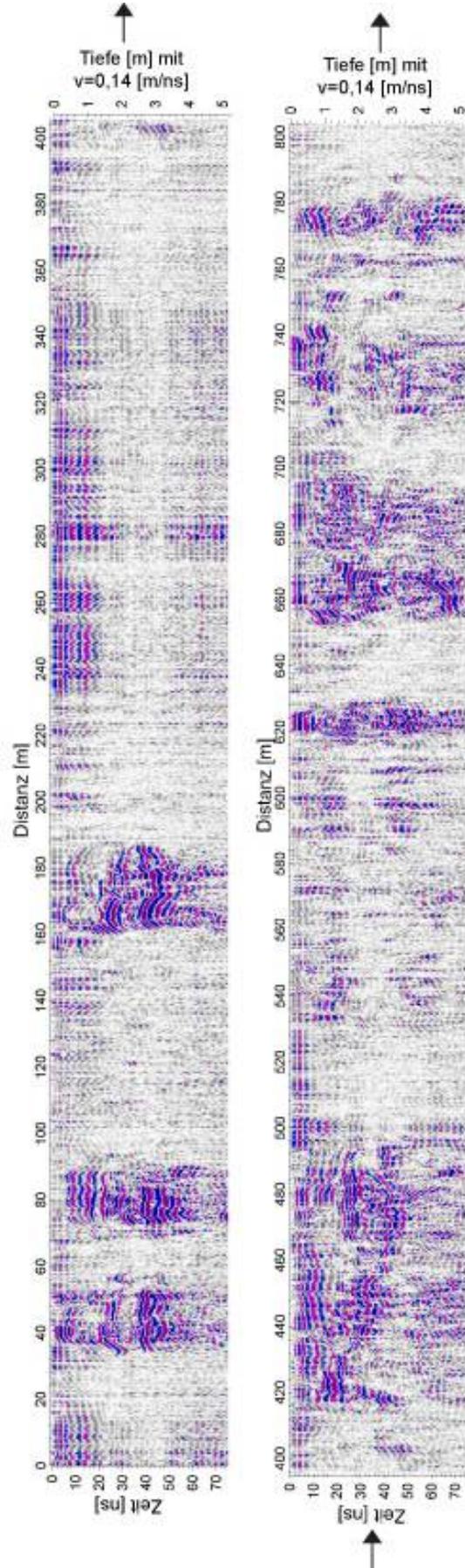


Profil 075

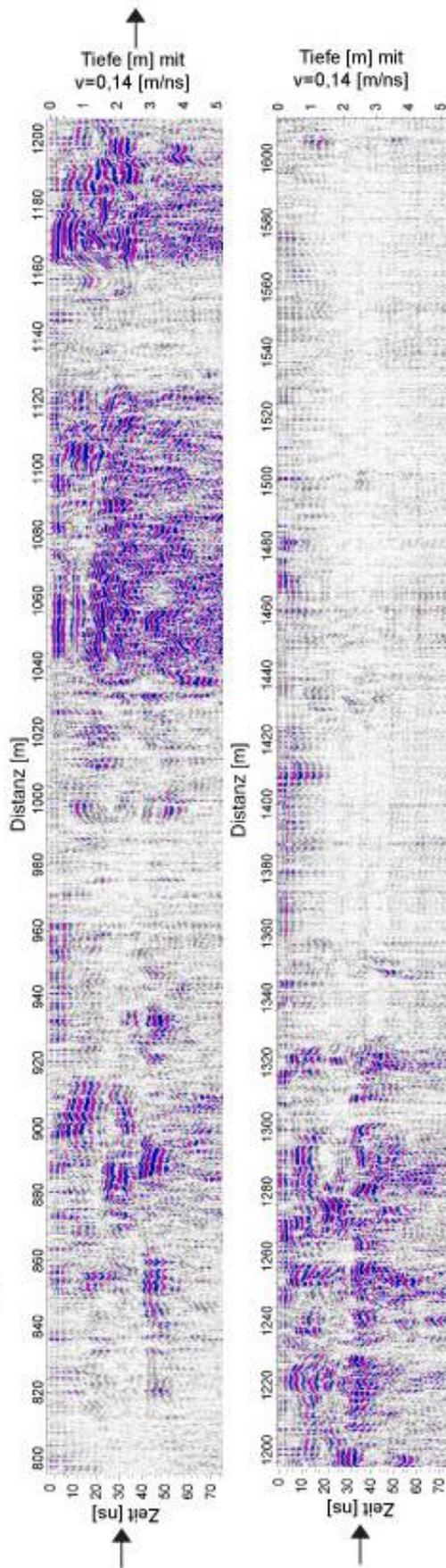


Profil 076

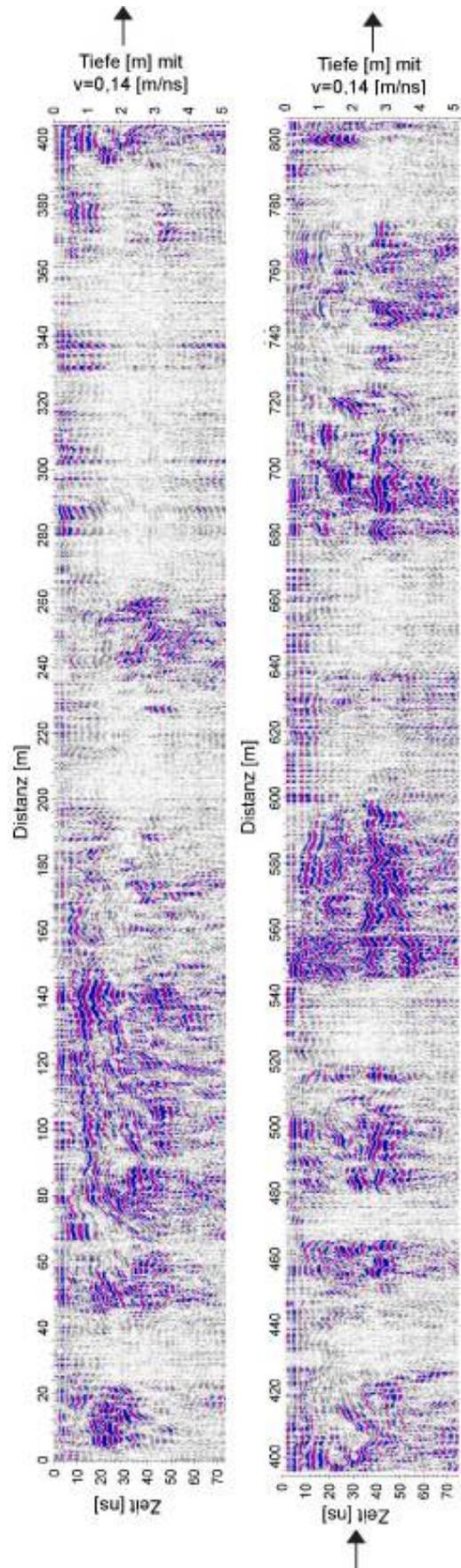


Profil 077**Profil 078**

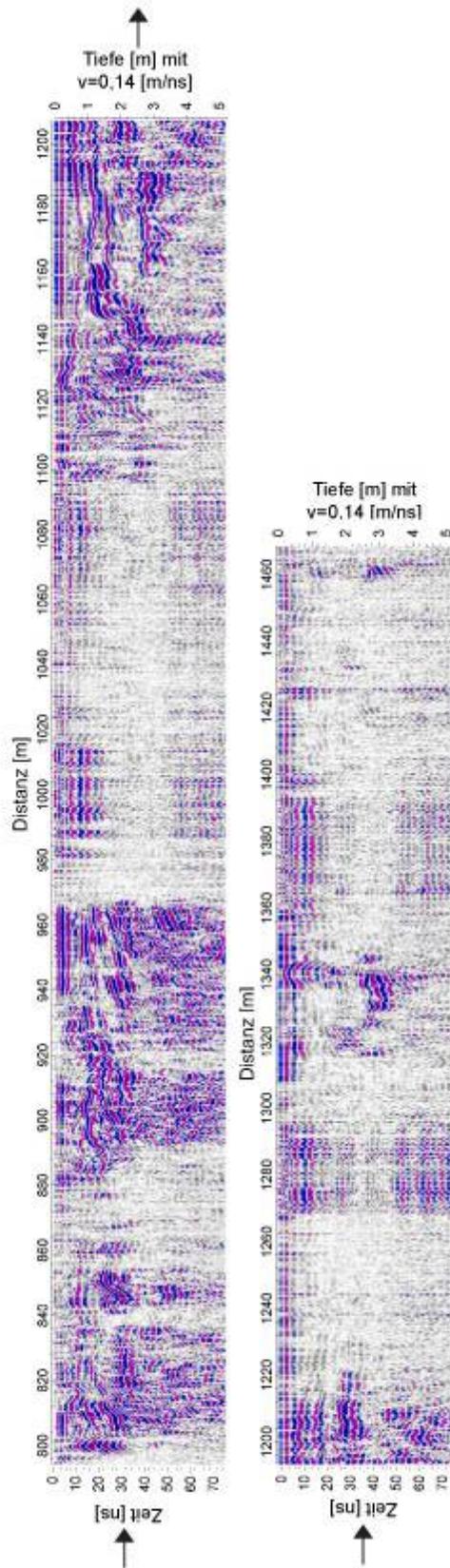
Fortsetzung Profil 078



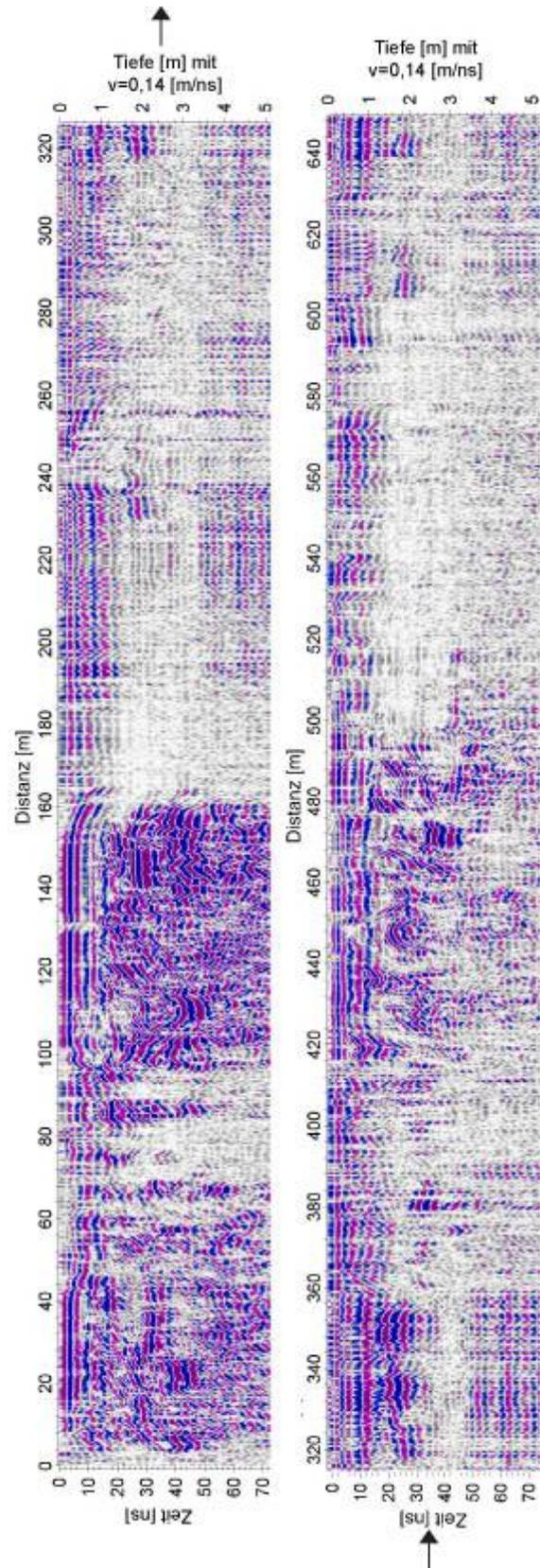
Profil 079



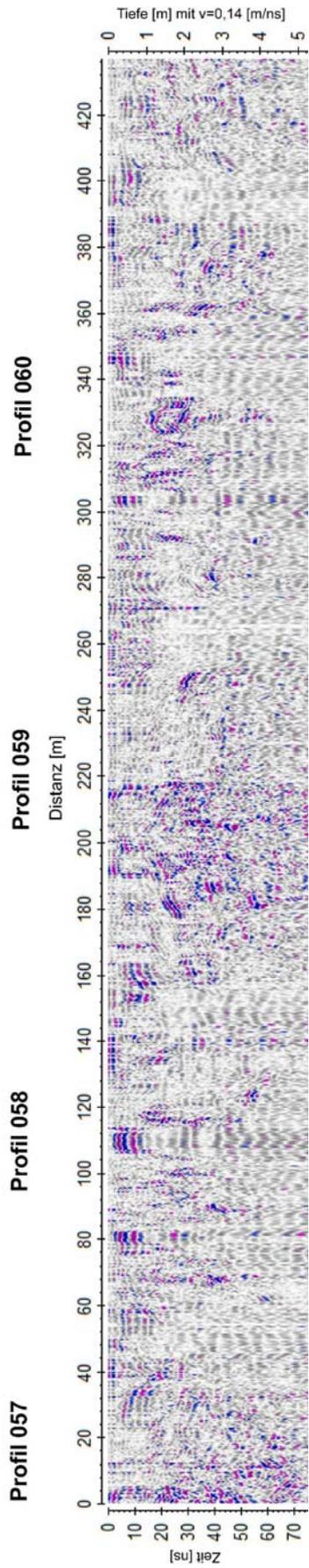
Fortsetzung Profil 079



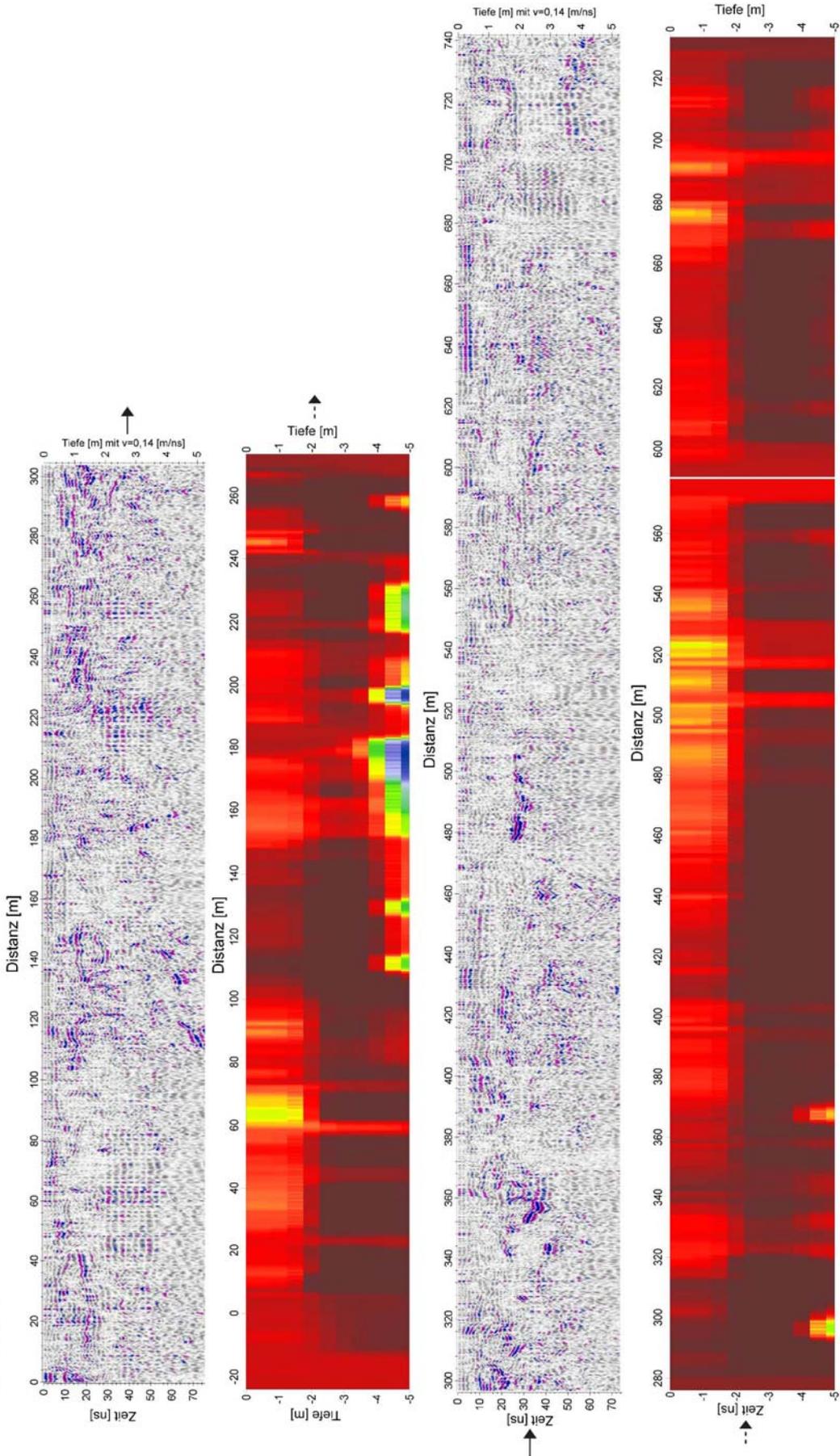
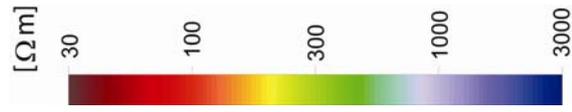
Profil 080

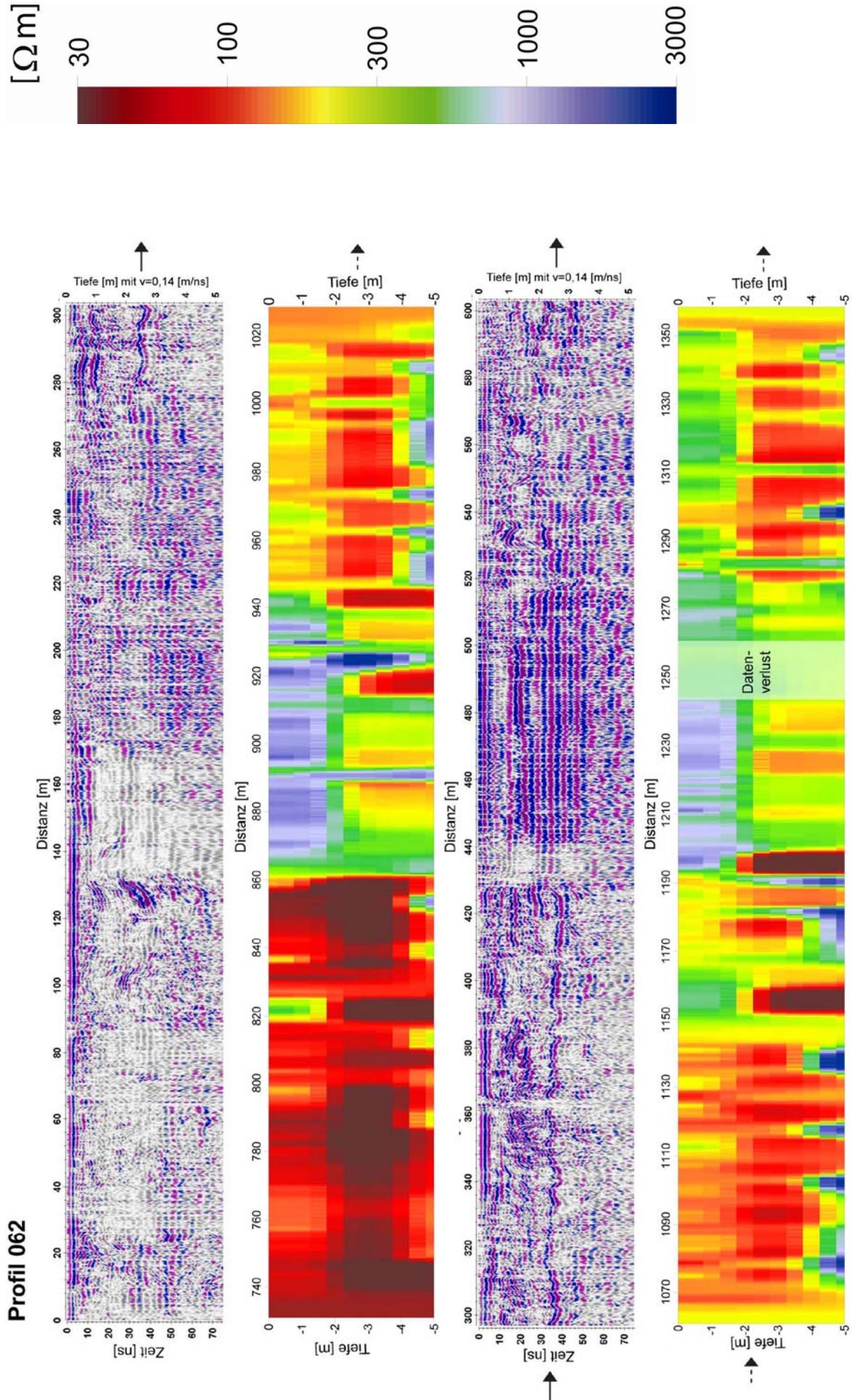


N-Transsekt (Seite 147 - 154)

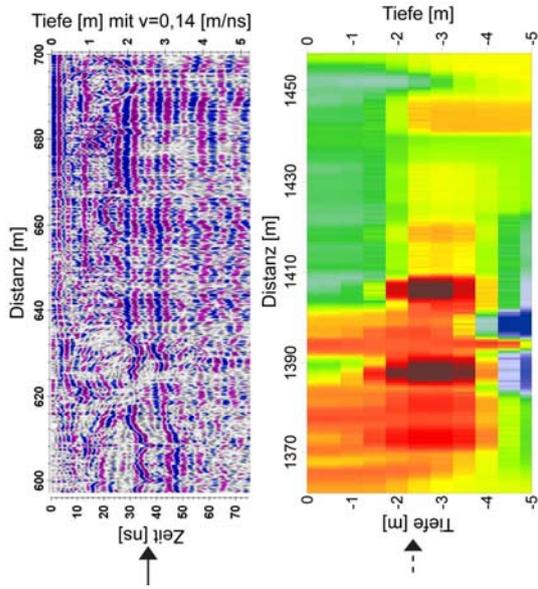


Profil 061

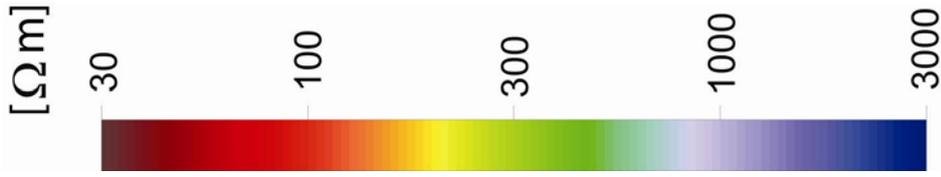
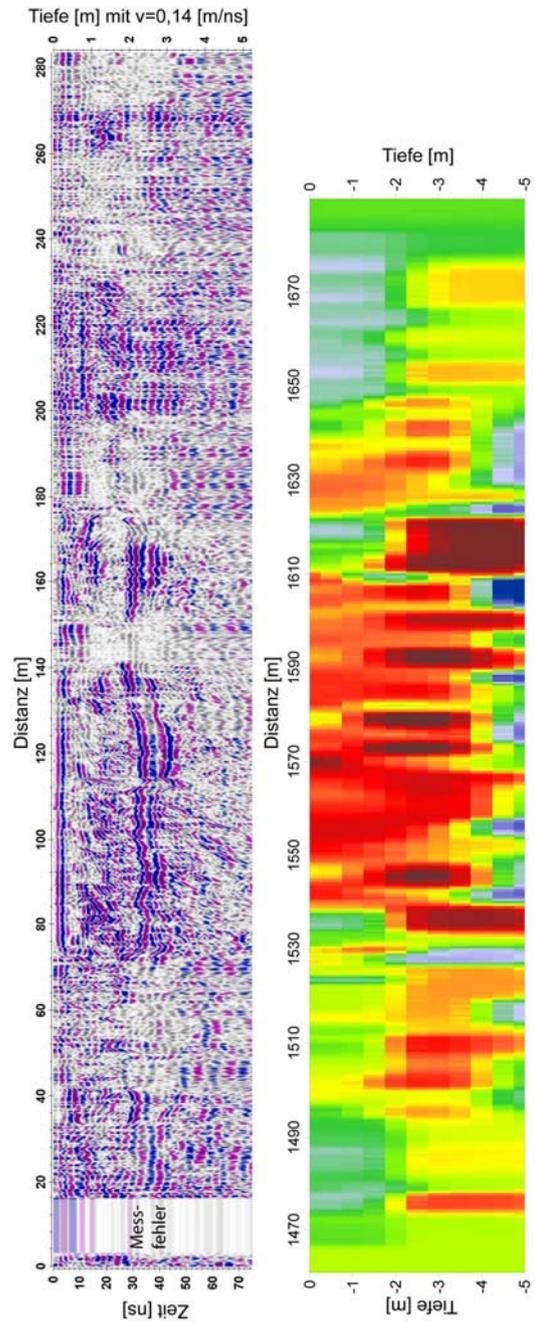




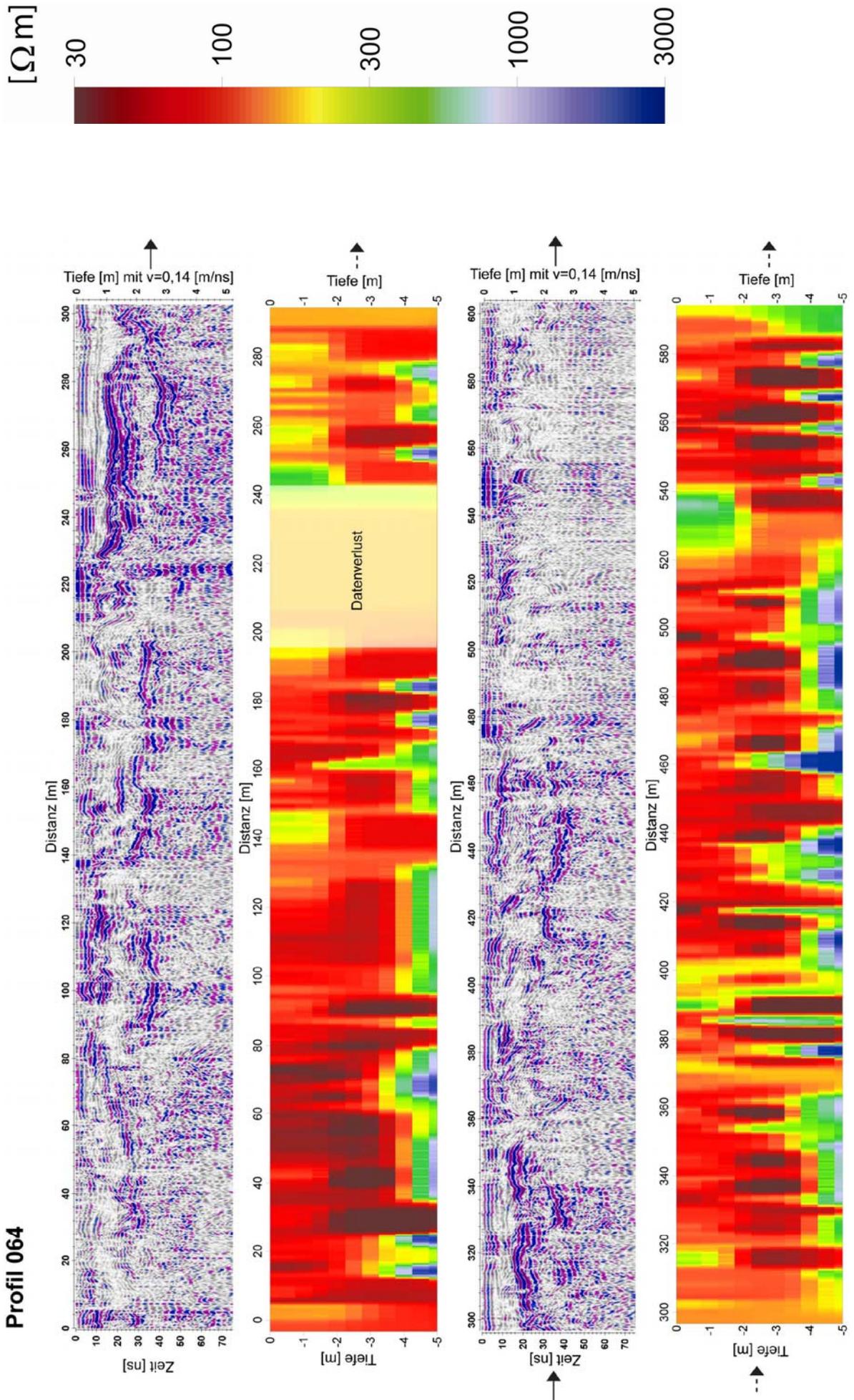
Fortsetzung Profil 062



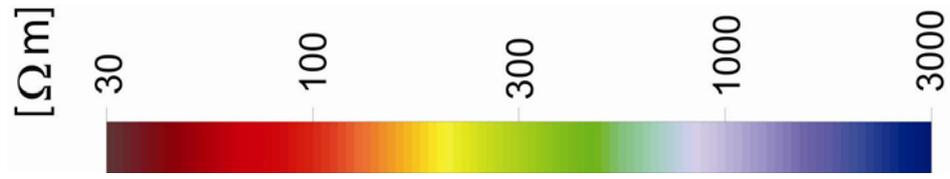
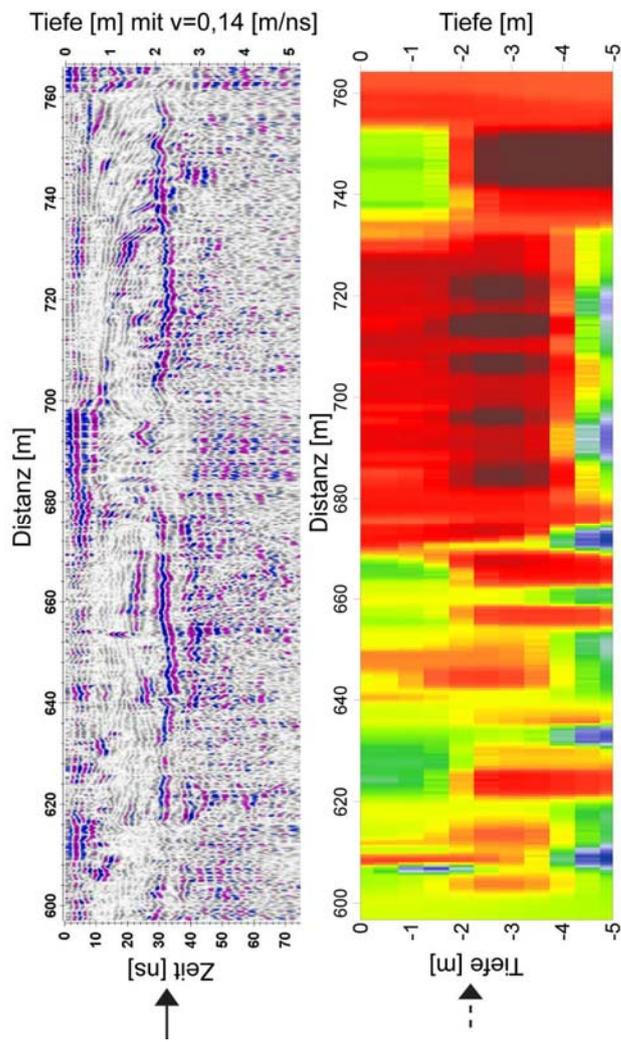
Profil 063



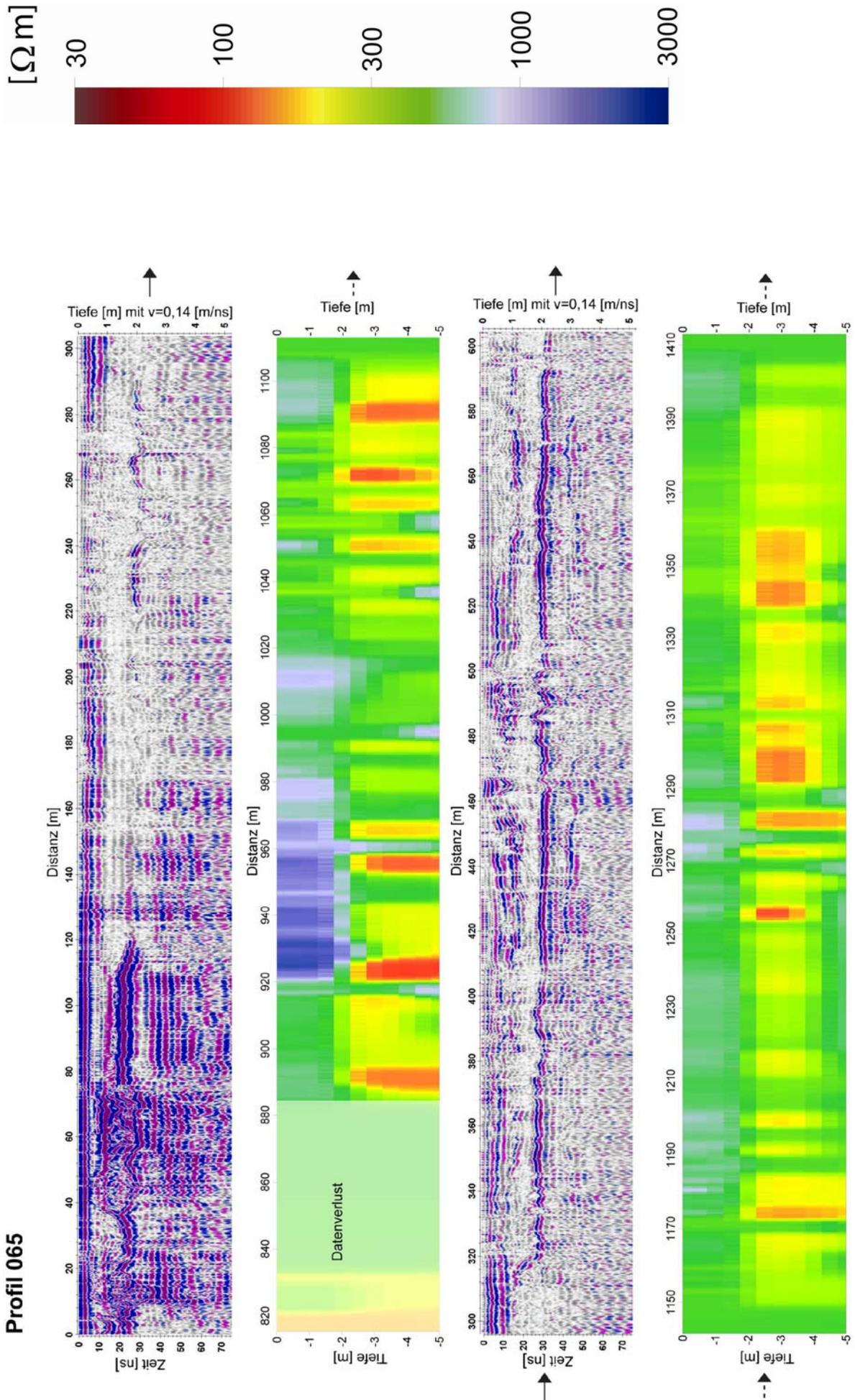
Profil 064



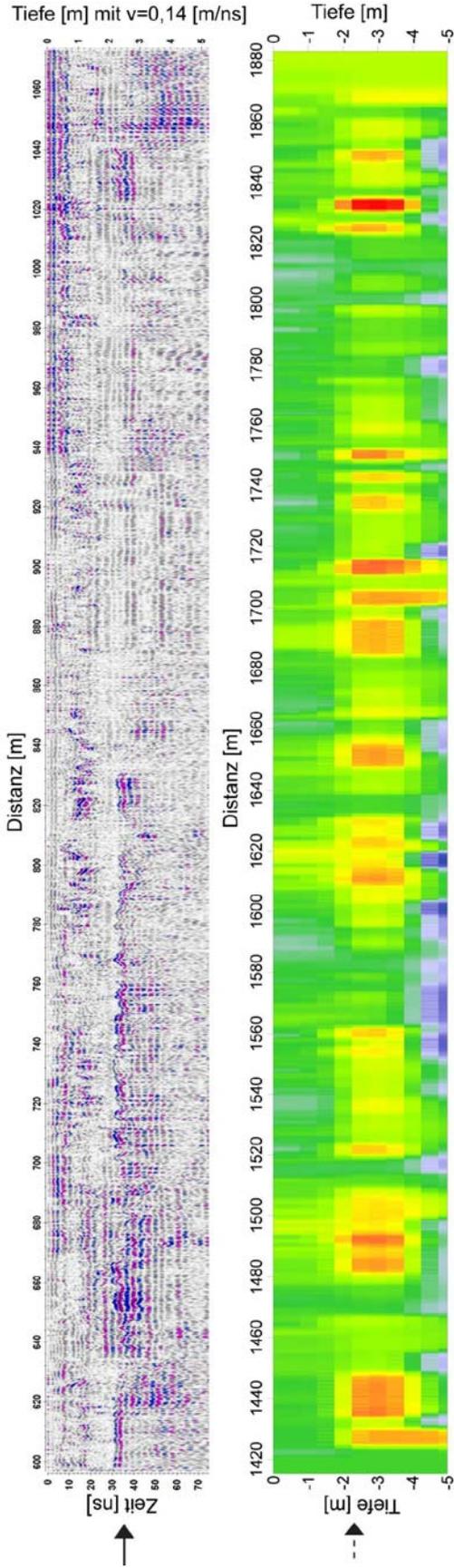
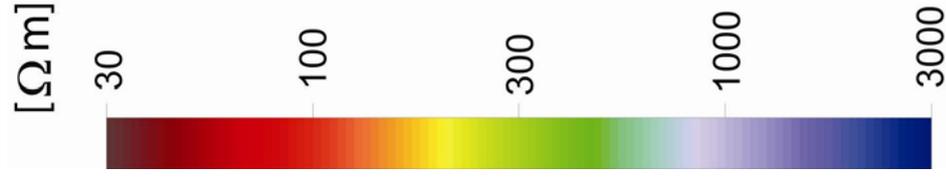
Fortsetzung Profil 064



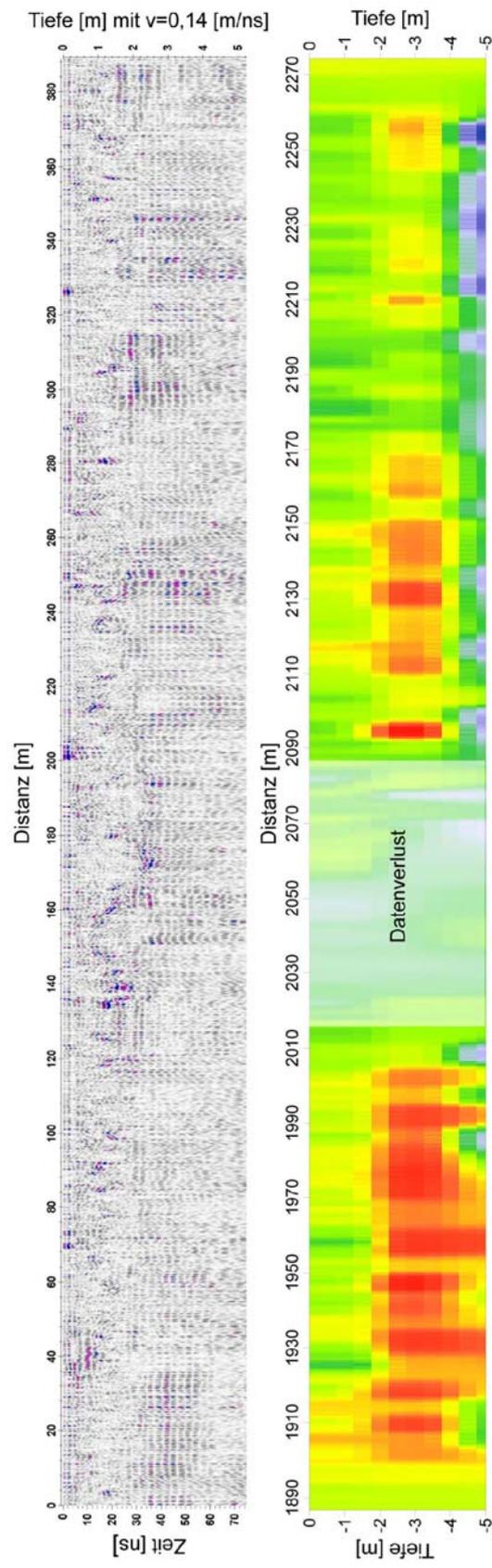
Profil 065



Fortsetzung Profil 065



Profil 066



Literaturverzeichnis

- Allen, J. R. L., 1982. *Developments in Sedimentology vol 30A, Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis Volume I*, Elsevier, Amsterdam.
- Annan, A. P., Davis, J. L., 1976. Impulse radar sounding in permafrost, *Radio Science*, 11, 383-394.
- Badarch G., Cunningham W. D., Windley B. F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 87-110.
- Bahlburg, H., Breitzkreuz, C., 2004. *Grundlagen der Geologie, 2. Auflage*, Elsevier, München.
- Baker, G. S., Jordan, T. E., Pardy, J., 2007. *An introduction to ground penetrating radar (GPR)*, In: Baker, G. S., Jol, H. M. (eds), *Stratigraphic Analyses Using GPR, The Geological Society of America Special Paper*, 432, 133-153, Boulder, Colorado.
- Baldenhofer, K. G., 2009. Lexikon der Fernerkundung, <http://www.felixikon.info/images/ElektromagnetischeWelle.jpg>, Erd Ware - Geographische Software, Friedrichshafen, aufgerufen am 07.07.2009.
- Barthel, H., 1988. Land zwischen Taiga und Wüste, *Geographische Bausteine*, 8, 3. Aufl., Haack, Gotha.
- Batima, P., 2006. Climate Change Vulnerability and Adaption in the Livestock Sector of Mongolia, A Final Report Submitted to Assessments of Impacts and Adaptions to Climate Change (AIACC), Project No. AS 06, The International Start Secreteriat, http://www.ifad.org/operations/gef/climate/19_1.pdf, Institute of Meteorology and Hydrology, Ulaanbaatar, Mongolia, aufgerufen am 06.06.2009.
- Battogtokh, D., Jambaljav, Y., Dashtseren, A., Sharkhuu, N., Ishikawa, M., Zhang, Y., Iojima, Y., Kadota, T., Ohata, T., 2006. Features and Mapping of Permafrost Distribution in Ulaanbaatar area, Mongolia, 2006 International Workshop on Terrestrial Change in Mongolia, <http://raise.suiri.tsukuba.ac.jp/IWSTCM2006/8Battogtokh.pdf>, Tokyo, aufgerufen am 20.07.2009.
- Blight, J. H. S., Cunningham, D., Petterson., M. G., 2007. Crustal evolution of the Saykhandulaan Inlier, Mongolia: Implications for Palaeozoic arc magmatism,

- polyphase deformation and terrane accretion in the Southeast Gobi Mineral Belt, *Journal of Asian Earth Sciences*, 32, 142-164.
- Büttner, G., 2008. Arbeitsgruppe "Angewandte Geologie", Schwerpunkt Geophysik, <http://www.uni-greifswald.de/~geo/Neue-Seite-2007/Geologie/Mitarbeiter/AG-Hydro/deutsch/indexd.html>, Institut für Geographie und Geologie, Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald, Greifswald, aufgerufen am 11.09.2009.
- Campbell, C. V., 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset, *Sedimentology*, 8, 7- 26.
- Daniels, J., Roberts, R., Vendl, M., 1995. Ground penetrating radar for the detection of liquid contaminants, *Journal of Applied Geophysics*, 33, 195-207.
- Davaa, G., Oyunbaatar, D., Sugita, M., 2006. *Surface water in Mongolia*, In: Konagaya, Y. (ed), *Handbook of Environmental Conservation in Mongolia*, 55-68, Kenbun Sha, Osaka.
- Davis, J. L., Annan, A. P., 1989. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy, *Geophys. Prosp.*, 3, 531-551.
- Drury, S. A., 1993. *Image interpretation in geology*, 2nd ed, Allen & Unwin, London.
- Farouki, O. T., 1986. Thermal Properties of Soil, *Trans Tech Publications, Series on Rock and Soil Mechanics, Vol. 11*, 136 Seiten, Belfast.
- Fisk, H. N., 1947. *Fine-grained Alluvial Deposits and their Effects on Mississippi River Activity*, U.S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi.
- Greaves, R. J., Lesmas, D. P., Lee, J. M., Toksoz, M. N., 1996. Velocity variation and water content estimated from multi-offset, ground-penetrating radar, *Geophysics*, Vol. 61, No. 3, 683-695.
- Grötzbach, E., Röhl, W., 1981. *Asien im Überblick*, In: Grötzbach, E., Röhl, W. (Hrsg.), *Asien I-Handbuch der Geographie*, Harms, München.
- Grombach, P., Haberer, K., Merkl, G., Trüeb, E. U., 2000. *Handbuch der Wasserversorgung*, 3. Auflage, Oldenbourg, München.
- Gustafson, E. J., 1998. Quantifying Landscape Spatial Pattern: What Is the State of the Art? *Ecosystems*, Vol. 1, No. 2, 143-156.
- Haase, G. 1983. *Beiträge zur Bodengeographie der mongolischen Volksrepublik*, In: Barthel, H., Brunner, H., Haase, G., *Physisch-Geographische Studien in Asien, Studia Geographica*, 34, Brünn.
- Haerberli, W., Vonder Mühl, D., 1996. On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd.*, 104, 43-57.
- Häfner, F., Sames, D., Voigt, H.-D., 1992. *Wärme- und Stofftransport – Mathematische Methoden*, Springer, Berlin.

- Hickin, A. S., Bobrowsky, P. T., Paulen, R. C., Best, M., 2007. *Imaging fluvial architecture within a palaeovalley fill using ground penetrating radar, Maple Creek, Guyana*, In: Baker, G. S., Jol, H. M. (eds), *Stratigraphic Analyses Using GPR, The Geological Society of America Special Paper, 432*, 133-153, Boulder, Colorado.
- Hornung, J., 2009. Georadarforum, <http://www.georadarforum.de/?q=de/node/21>, Institut für Angewandte Geowissenschaften, Technische Universität Darmstadt, Darmstadt, aufgerufen am 10.06.2009.
- Jadambaa, N., Grimmelmann, W., Kampe, A., 2003. Hydrogeological Map of Mongolia 1:1.000.000 Explanatory Notes, *Geologisches Jahrbuch, BGR-Reihe, Reihe C, 69*, Hannover.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration, 3rd ed*, Blackwell, Malden.
- King, L., 1984. *Permafrost in Skandinavien. Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane*, In: King, L. (Hrsg.), *Heidelberger Geographische Arbeiten, 76*, 174 Seiten, Heidelberg.
- Klinger, R., Schütt, B., Schwanghart, W., Piezonka H., 2009. Landscape Geoarchaeology using principal component analysis and fuzzy classification algorithmus: Archaeological sites and their natural surroundings in Central Mongolia, *Geoarchaeology*, eingereicht.
- Kneisel, C., 2003b. Permafrost in recently deglaciated glacier forefields - measurements and observations in the eastern Swiss Alps and northern Sweden, *Zeitschrift für Geomorphologie, 47*, 289-305.
- Kneisel, C., 2006. Assessment of subsurface lithology in mountain environments using 2D resistivity imaging, *Geomorphology, 80*, 32-44.
- Kneisel, C., Hauck, C., Fortier, R., Moorman, B., 2008. Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations, *Permafrost and Periglac. Process, 19*, 157-178.
- Knödel, K., Krummel, H., Lange, G. (Hrsg.), 1997. *Handbuch zur Erkundung des Untergrundes von Deponien und Altlasten III: Geophysik*, Springer, Berlin-Heidelberg.
- Kuras, O., 2002. *The Capacitive Resistivity Technique for Electrical Imaging of the Shallow Subsurface*, Doctoral Dissertation, University of Nottingham, Nottingham.
- Louis, H., Fischer, K., Schmithüsen, J. (Hrsg.), 1979. *Lehrbuch der allgemeinen Geographie, Bd. 1*, de Gruyter, Berlin.
- Lowrie, W., 1997. *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Lück, E., Gebbers, R., 2006. Evaluierung der Messmethoden zur Leitfähigkeitskartierung im Feldmaßstab, http://www.geo.uni-potsdam.de/arbeitsgruppen/Angewandte_Geophysik/projekte/geoel_04_06/seiten/index/index_geraete.html?../geraete/geraete.html, Institut Geowissenschaften, Angewandte Geophysik, Universität Potsdam, Potsdam-Golm, aufgerufen am 04.06.2009.

- Martin, P., 2007. Environmental Review of the Land and Property in Rights Project in the Selenge River Basin, Mongolia, International Trip Report, Prepared in cooperation with Millenium Challenge Corporation, USGS, science for a changing world, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia.
- Militzer, H., Weber, F. (eds), 1985. *Angewandte Geophysik, Bd. 2*, Akademie-Verlag, Berlin.
- Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sangree, J. B., 1977. *Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*, In: Payton, C. E. (ed), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*, American Association of Petroleum Geologists, 16, 117-123, Tulsa, Oklahoma.
- Moorman B. J., Ronbinson S. D., Burgess M. M., 2003. Imaging Periglacial Conditions with Ground-penetrating Radar, *Permafrost and Periglac. Process*, 14, 319-329.
- Murzaev, E. M., 1954. *Die Mongolische Volksrepublik*, Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha.
- N. N, 2009 a). *WetterOnline*, <http://www.wetteronline.de/Mongolei/Hujirt.htm>, Meteorologische Dienstleistungen GmbH, Bonn, aufgerufen am 01.11.2009.
- N. N, 2009 b). *World Weather – Local Weather Forecast*, http://www.tutiempo.net/en/Climate/Ulan_Bator/05-2009/442920.htm, TuTiempo, Spanien, aufgerufen am 04.08.2009.
- N. N, 2009 c). *Surfer® Getting Started Guide - Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers*, Golden Software, Inc., Golden, Colorado.
- N. N, 2000. *Magmap 2000 4.0 User Guide*, Geometrics Inc., San Jose, USA.
- N. N, 2001. *Operation Manual*, Geometrics Inc., San Jose, USA.
- N. N, 2004. *Res2DInv ver. 3.54, Geoelectrical Imaging 2-D & 3D*, Geotomo Software, Penang, Malaysia.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems, and progress. *Earth Sci. Rev.*, 66, 261-330.
- Reading, H. G. (ed), 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd ed, Blackwell Science Ltd, Oxford.
- Reynolds, J. M., 1997. *Ground Penetrating Radar*, In: Reynolds, J. M. (ed), *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*, 1. Auflage, 681-749, Wiley, Chichester.
- Rother, H., Jol, H. M., Shulmeister, J., 2007. *Stratigraphy and tectonic implications of late Pleistocene valley fill in the Hope Valley, Canterbury, South Island, New Zealand*, In: Baker, G. S., Jol, H. M. (eds), *Stratigraphic Analyses Using GPR, The Geological Society of America Special Paper*, 432, 155-167, Boulder, Colorado.

- Sandmeier, K. J., 2006. *ReflexW Version 4.2, Windows™ 9x/NT/2000/XP-program for the processing of seismic, acoustic or electromagnetic reflection, refraction and transmission data*, Sandmeier Scientific Software, Karlsruhe.
- Schick, P., 2002. Anwendung eines Zweikomponenten-Modells der pF-Kurve auf Strukturveränderungen in Böden, *Bautechnik*, 2, 65-77.
- Schulz, R., 2000. Angewandte Geophysik – Neue Geräte und ihre Anwendungen, *Geologisches Jahrbuch, Reihe E, Geophysik*, 52, Hannover, 9-33.
- Schumm, S. A., 1985. Patterns of alluvial rivers, *Ann. Rev. Earth Planet*, 13, 5-27.
- Schwanghart, W., Möller, B., Schütt, B., 2008. *Environmental characteristics of the Upper and Middle Orkhon Valley, Mongolia*. In: Bemann, J., Hüttel, H. G., Pohl, E. (eds), *Mongolian-German Qara Qorum-Expedition, FAAK (Forschungen zur Archäologie Aussereuropäischer Kulturen)*, Bonn.
- Selley, R. C. (ed), 1985. *Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis*, 3rd ed, Chapman and Hall, London.
- Sodnom, N., Yanshin, A. L. (eds), 1990. *Geocryology and Geocryological zonation. National Atlas of Mongolia*, GUGK - Glavnoe Upravlenie Geodezii i Kartografii (Russian: Chief Administration for Geodesy and Cartography), Moskau.
- Stäblein, G., 1987. *Periglaziale Mesoreliefformen und morphoklimatische Bedingungen im südlichen Jameson-Land, Ost-Grönland*. In: Stäblein, G. (Hrsg.), *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematische Klasse, 1. Auflage, Bd. 37*, 18-33, Vandenhoeck & Ruprecht, Göttingen.
- Strahler, A., Strahler, A., 2005. *Physical Geography: Science and Systems of the Human Environment*, 3rd ed, Wiley, Hoboken, New Jersey.
- Sykles, E., M., Carson, R. J., Kenny, R., Wegmann, K., W., Vanchig, G., 2007. Palsas in the Hangay Mountains, central Mongolia, *Geological Society of America*, Vol. 39, 49-53.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Keys, D. A., 1990. *Applied Geophysics*, 2nd ed, Cambridge University Press, Cambridge.
- Theimer, B. D., Nobes, D. C., Warner, B. G., 1994. A study of the geoelectrical properties of peatlands and their influence on ground-penetrating radar surveying, *Geophys. Prospect.*, 42, 179-209.
- Thiel, E., 1958. *Die Mongolei. Land, Volk und Wirtschaft der Mongolischen Volksrepublik*, 3, Isar, München.
- Timofeev, V. M., 1974. *The employment of capacitively coupled sensors in engineering and geological studies (in Russian)*, Ph.D. thesis, University of Moscow, Moscow.
- Topp, G. C., Davis J. L., Annan, A. P., 1980. Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines, *Water Resources Research*, Vol. 16, No. 3, 574-582.

- Van der Krug, J., Slob, E. C., Fokkema, J. T., 1999. Background of ground-penetrating radar measurements, *Geologie en Mijnbouw*, 77, 177-188.
- Van Overmeeren, R. A., 1998. Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology, *Journal of Applied Geophysics*, 40, 1-18.
- Vandenberghe, J., van Overmeeren, R. A., 1999. Ground penetrating radar images of selected fluvial deposits in the Netherlands: *Sedimentary Geology*, 128, 245-270.
- Walther, M., 2005. *Ein idealer Ort für ein festes Lager zur Geographie des Orchontals und der Umgebung von Charchorin (Karakorum)*, In: Frings, J. (Hrsg.), *Dschingis Khan und seine Erben*, 128-132, Hirmer, München.
- Widess, M. B., 1973. How thin is a thin bed? *Geophysics*, 38, 1176-1180.
- Wood, J., 2009. Landsferf: visualisation and analysis of terrain models, <http://www.landsferf.org>, Department of Information Science, London, aufgerufen am 03.12.2009.
- Woodward, J., Ashworth, P. J., Best, J. L., Sambrook Smith, G. H., Simpson, C. J., 2003. *The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations*, In: Bristow, C. S., Jol, H. M. (eds), *Ground Penetrating Radar in Sediments: Geological Society Special Publications*, 211, 127-142, London.
- Wu, T., Wang, Q., Watanabe, M., Chen, J., Battogtokh, D., 2009. Mapping vertical profile of discontinuous permafrost with ground penetrating radar at Nalaikh depression, Mongolia: *Environmental Geology*, 56, 1577-1583.
- Zech, W., Hintermaier-Erhard, G., 2002. *Böden aller Welt, Ein Bildatlas*, Spektrum, Berlin.

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Lage der Mongolei des Arbeitsgebietes.....	3
Abb. 2: Geologische und tektonische Strukturen der Mongolei (aus Badarch et al., 2002 und Blight et al., 2007)	4
Abb. 3: Orographische Karte der Mongolei (aus Sodnom & Yanshin, 1990).....	5
Abb. 4: Klimadiagramme aus Hujirt mit minimalen und maximalen Temperaturen (entnommen aus N. N, 2009 a).....	6
Abb. 5: Foto von Sandhosen in der Steppe des Orchontals und in der Stadt Kharkhorin. ..	7
Abb. 6: Klimadiagramm mit Niederschlagsmenge zwischen 14.12.2008 und 31.05.2009 in Hujirt (aus N. N, 2009 a).....	7
Abb. 7: Verteilung des Permafrostes in der Mongolei (aus Batima, 2006).....	8
Abb. 8: Schematischer Querschnitt eines Permafrostbodens (aus King, 1984).....	9
Abb. 9: Bodentemperaturverlaufskurve in der Nalaikh Senke (aus Wu et al., 2009).....	9
Abb. 10: Foto von durch Frosteinsatz entstehende Auffrier-Hügel.....	10
Abb. 11: Lage des Arbeitgebietes im mittleren Orchontal und das Flusstal des Orchon. .	11
Abb. 12: Die Flussverläufe des Orchon im Zeitraum von 1972 bis 2001	12
Abb. 13: Foto vom Flussufer mit geringer Uferstabilität durch widerstandslose Grasflächen.....	12
Abb. 14: Schematischer Aufbau und Funktionsweise des OhmMappers™ (verändert nach N. N, 2001) und Foto einer Anwendung des OhmMappers™ im Gelände ...	16
Abb. 15: Klassischer Aufbau eines Kondensators und Kondensatorprinzip des OhmMappers™ (aus Lück & Gebbers, 2006).....	17
Abb. 16: Spezifischer elektrischer Widerstand ρ und elektrische Leitfähigkeit σ einiger verbreiteter Gesteine, Böden und Erze (aus Lowrie, 1997)	18
Abb. 17: Prinzip der Gleichstromgeoelektrik mit einer Vierpunktanordnung (aus Knödel et al., 1997)	18
Abb. 18: Prinzip der Kapazitiven Geoelektrik (aus Kuras, 2002).....	20
Abb. 19: Messprinzip der geoelektrischen Tomographie (verändert nach N. N, 2004).....	21
Abb. 20: Darstellung einer modellierten Tiefensektion	22
Abb. 21: Entstehung einer Diffraktion und Reflexion (aus Knödel et al., 1997).....	24

Abb. 22: Foto von GPR-Arbeitsgerät (GSSI) mit einer 270 MHz Antenne	25
Abb. 23: Schematisches Messprinzip des Georadars (aus Hornung, 2009)	26
Abb. 24: Darstellung der Signalspuren im Radargramm mit dem Linien-Modus und dem Kurven-Modus.....	26
Abb. 25: Ausbreitung einer elektromagnetischen Welle (verändert nach Baldenhofer, 2009)	27
Abb. 26: Lage der Transsekte.....	34
Abb. 27: Höhenprofil entlang des südlichen Transsekts von Westen nach Osten (Höhendaten zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	35
Abb. 28 Mit MagMap2000 (N. N, 2000) bearbeitete Außreißer der Messwerte aller fünf Sensoren.....	38
Abb. 29: Beispiel eines Datensatzes mit einem fehlerhaften Datenpunkt	38
Abb. 30: Tiefenprofil des spezifischen elektrischen Widerstandes an einem Ort	40
Abb. 31: Fehlerabschätzung für die Messwerte des fünften Sensors bei einem gut leitenden Bereich an der Oberfläche.....	41
Abb. 32: Fehlerabschätzung für die Messwerte des fünften Sensors bei einem schlecht leitenden Bereich an der Oberfläche.....	41
Abb. 33: Inversion nach der 'Standard Gauss-Newton Methode' (N. N, 2004) und nach der 'robusten' Methode (N .N, 2004).....	42
Abb. 34: Arbeitsschritte zur Aufbereitung der Rohdaten des Georadars	44
Abb. 35: Schematische Darstellung zur Entstehung einer Hyperbel (Diffraktion) (aus Neal, 2004).....	46
Abb. 36: Radargramm mit angepassten Geschwindigkeiten für Hyperbeln und ein Beispiel für ihre Berechnung.....	46
Abb. 37: Stratigraphisches Modell, welches den Vergleich zwischen ungefrorenen und gefrorenen geologischen Materialien zeigt (aus Moorman et al., 2003).	47
Abb. 38: Pseudosektion des südlichen Transsektes.....	50
Abb. 39: Pseudosektion des nördlichen Transsektes.....	50
Abb. 40: Geoelektrik-Profil zur Darstellung von Frostschticht und der darüber liegenden Auftauschicht mit ca. 200 Ω m.....	52
Abb. 41: Radargramm zur Darstellung der Frostschticht, der darüber liegenden Auftauschicht und der Frostgrenzen.....	52
Abb. 42: Geoelektrik-Profil und Radargramm zur Darstellung von Frostschticht, Auftauschicht und Frostgrenzen.....	53
Abb. 43: Die definierten Widerstandsklassen entlang des N-Transsektes. (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin)	56
Abb. 44: Gemittelter Wassergehalt des Bodens über einen Tiefenbereich von 1,5 m für die Profilabschnitte des N-Transsektes	56

Abb. 45: Die definierten Widerstandsklassen entlang des S-Transsektes (westlicher Teil). (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin)....	57
Abb. 46: Gemittelter Wassergehalt des Bodens über einen Tiefenbereich von 1,5 m für die Profilabschnitte des S-Transsekts (westlicher Teil).....	57
Abb. 47: Übersicht der Bohrprofile	58
Abb. 48: Geoelektrik Profil und Radargramm (Profilabschnitt 032).....	60
Abb. 49: Geoelektrik-Profil und Radagramm (Profilabschnitt 039a) mit Bohrprofil RK17.	61
Abb. 50: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 050) mit Bohrprofil RK19..	62
Abb. 51: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 062a) mit Bohrprofil RK0963	
Abb. 52: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 044) mit Bohrprofil RK22.	64
Abb. 53: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 039b)	64
Abb. 54: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 055) mit Bohrprofil RK20.	65
Abb. 55: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 038) mit Bohrprofil RK18.	66
Abb. 56: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 063b, Nord) mit Bohrprofil RK12.	67
Abb. 57: Geoelektrik-Profil und Radargramm (Profilabschnitt 062, Nord) mit Bohrprofil RK05.	68
Abb. 58: Elektrik-Radar-Klassen für das Transsekt A (Kartengrundlage: Kompsat- Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	72
Abb. 59: Satellitenbild mit altem Flusslauf und Auebereich, welche mit Geoelektrik und Georadar abgebildet werden (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	75
Abb. 60: Pseudosektion von Transsekt B.	76
Abb. 61: Ausschnitt der Pseudosektion B im Vergleich mit Radargramm und Fotos der landschaftlichen Gegebenheiten.	77
Abb. 62: Geophysikalische Unterteilung des Transsektes B. (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	78
Abb. 63: Foto von einem Aufschluss einer Orchon-Terrasse nahe Kharkhorin (verändert nach Schwanghart, 2008).....	79
Abb. 64: Geoelektrik-Profil und Radargramm aus Transsekt A mit Bohrprofil RK12 im Vergleich mit Radargramm aus Transsekt B.....	80
Abb. 65: Interpretierte Radargrammabschnitte 063 und 067 des Transsektes B.....	81
Abb. 66: Radargrammabschnitte 074 des Transsektes B mit Bohrprofil RK26.....	82
Abb. 67: Dem N-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	85
Abb. 68: Dem N-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Kompsat- Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	86
Abb. 69: Dem S-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Russische Luftbilder, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	87

Abb. 70: Dem N-Transsekt zugeordnete Sedimenteinheiten. (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin).....	88
Abb. 71: Karte mit Landschaftsklassifizierung nach Klinger et al. (2009) im Vergleich mit den sedimentologischen Ergebnissen für das S-Transsekt.....	91
Abb. 72: Karte mit Landschaftsklassifizierung nach Klinger et al. (2009) im Vergleich mit den sedimentologischen Ergebnissen für das N-Transsekt.	93
Abb. 73: Detaillierter Kartenausschnitt mit Landschaftsklassifizierung nach Klinger et al. (2009) im Vergleich mit den sedimentologischen Ergebnissen, Satellitenbild (Kartengrundlage: Kompsat-Szene, zur Verfügung gestellt von der FU Berlin) und geophysikalischen Profilen.	94
Abb. A1: Klimadiagramm von Ulan Bator mit minimalen und maximalen Temperaturen von Oktober 2008 bis Mai 2009 (aus N. N, 2009 b))	101
Abb. A2: Geologische Karte der Umgebung von Kharkhorin (aus Nationalatlas Mongolei, 1990, Karte 25).....	102
Abb. A3: Landschaftliche Einteilung der Umgebung von Kharkhorin (aus Nationalatlas Mongolei, 1990, Karte 17).....	102
Abb. A4: Karte mit Beginn der Radargramme für das N- und S-Transsekt	103
Abb. A5: Radargramm zeigt Rinnenstruktur (aus Büttner, 2008)	104
Abb. A6: Klassisches Modell für Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystem (aus Fisk, 1947) und einer typischen „fining upward“ Sequenz eines Gleithanges (aus Selley, 1985).....	104
Abb. A7: Definitionen für Reflektorgeometrien und Radar Grenzschichten (verändert nach Mitchum et al., 1977; Campbell, 1967; Allen, 1982).....	106

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Relative Dielektrizitätszahl und Ausbreitungsgeschwindigkeiten für ausgewählte geologische Materialien (aus Baker et al., 2007)	29
Tab. 2: Tabellenformat, welches die Zuordnung der Distanzen mit den Koordinaten ermöglicht für die Geoelektrikdaten ermöglicht	39
Tab. 3: Widerstandswerte verschiedener Materialien (aus Kneisel, 2006).....	51
Tab. 4: Einteilung der invertierten Tiefensektionen in fünf Widerstandsklassen nach zwei unterschiedlichen Widerstandswertebereichen	54
Tab. 5: Kapillare Steighöhen abhängig u.a. von Korngrößen der Sedimente (aus Schick, 2002	61
Tab. 6: Zusammenfassung der geophysikalischen Klassifizierung und der lithologischen Einordnung für Transsekt B.....	69
Tab. 7: Zusammenfassung der Lithologien für Transsekt A und ihre Interpretation	74
Tab. 8: Zusammenfassung der Lithologien für Transsekt B und ihre Interpretation.....	82
Tab. 9: Vergleich zwischen Sedimenteinheiten und Landschaftsklassen nach Klinger et al. (2009).....	90
Tab. A1: Interpretation der Klassen auf Basis der Hauptkomponentenanalyse	105
Tab. A2: Koordinaten der Bohrungen im WGS 84, UTM-Koordinatensystem und die Höhen ü. NN.....	105

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei allen Beteiligten bedanken, die diese Studie möglich gemacht haben. An erster Stelle danke ich Herrn Prof. Dr. C. Clauser für die Möglichkeit, diese Studie am Institut Applied Geophysics and Geothermal Energy durchzuführen. Ich danke ihm für die hilfreichen Anregungen und für die Begutachtung dieser Studie.

Besonderer Dank gilt Herrn Dr. N. Klitzsch für seine ausgezeichnete Betreuung meiner Studie. Die Diskussionen über die Arbeit waren eine große Unterstützung zur Durchführung dieser Studie.

Danken möchte ich Herrn Dipl. Geophysiker C. Grützner, der jederzeit schnelle und zuverlässige Unterstützung bot und immer offen gegenüber Fragen war.

Ebenfalls danke ich Herrn R. Klinger von der Freien Universität Berlin des Instituts für Geographische Wissenschaften, der mir die Bohrkernanalysen sowie hilfreiches Kartenmaterial als Grundlage für die Erstellung der Abbildungen zur Verfügung stellte.

Außerdem bedanke ich mich bei allen an diesem Projekt beteiligten Mitarbeitern sowie den Kollegen aus der Mongolei von der National University of Mongolia des Instituts für Archäologie, ohne die eine solch erfolgreiche Zusammenarbeit nicht möglich gewesen wäre.

Mein Dank gilt ebenfalls den Mitarbeitern des Instituts für Applied Geophysics and Geothermal Energy. Ebenfalls danke ich meiner Familie und meinen Freunden für die private Unterstützung.